АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИССИЯ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ

ГЕОХИМИЯ КРЕМНЕЗЕМА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1966

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

COMMISSION ON SEDIMENTARY ROCKS AT THE EARTH SCIENCE DEPARTMENT

GEOCHEMISTRY OF SILICA

PUBLISHING OFFICE

«SCIENCE» 1966

УДК 550.4/549.6

Ответственный редактор
академик *Н. М. Страхов*

Responsible editor
Academician *N. M. Strakhov*

2—9—2
223—65 доп.

Н. М. Страхов

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ГЕОХИМИИ КРЕМНЕЗЕМА[1]

В трактовке геохимии кремнезема в морских водоемах все еще существуют разногласия и дискуссии. Происходила ли садка SiO_2 из воды биогенным или хемогенным путем — по крайней мере в послерифейские времена? Или же тем и другим, но неодинаково в разных фациальных условиях? Если биогенным, то как истолковать генезис афанитового или микрозернистого кремнезема во многих кремнистых породах платформенного типа? Какую роль играет кремнезем вулканогенного происхождения в генезисе кремнистых пород? Существуют ли так называемые отдаленно-вулканогенные кремнистые толщи?

Для решения большинства этих вопросов литологи прибегают обычно к микроскопическому изучению кремнистых пород, а также к полевым наблюдениям над породами и над соотношениями между областями развития кремнистых накоплений и вулканических очагов. Но хотя эти методы и правомерны, действенность их весьма ограничена, так как они, как правило, не позволяют получить однозначного ответа на перечисленные вопросы.

Совершенно очевидно, что следует использовать еще и другие пути исследования; такими являются, в частности, физико-химический и сравнительно-литологический методы.

Первый заключается в изучении растворимости SiO_2 в условиях, близких к природным по температуре и pH, второй — в наблюдениях над современным образованием кремнистых морских осадков и в сопоставлении особенностей кремнистых пород, возникших в различных фациальных условиях.

Существует уже много работ, посвященных растворимости кремнезема в дистиллированной и соленой воде, отвечающей по составу воде морской, в интервале температур от 0 до 100° и pH от 3 до 12.

Всеми этими работами твердо установлено, что SiO_2 при температуре 10—20° и pH 6—8 обладает растворимостью 100—120 *мг/л*; эта величина практически постоянна как в дистиллированной воде, так и в соленом растворе, отвечающем по составу морской воде. Установлено также, что до стадии насыщения, т. е. до содержаний 100—120 *мг/л*, кремнезем находится в виде истинного, молекулярного, а не коллоидного раствора.

Из этих фундаментальных фактов вытекает ряд существенных выводов относительно механизма накопления SiO_2 в осадках водных бассейнов.

Поскольку в современных речных водах содержание SiO_2 находится на уровне 10—20 *мг/л*, а в морских —0,5—2(3) *мг/л*, следует считать твер-

[1] Из выступления на семинаре, посвященном вопросам геохимии кремнезема. Семинар был организован Комиссией по осадочным породам при ОНЗ АН СССР 24—25 декабря 1963 г.

до установленным, что кремнезем в современных поверхностных водах повсеместно присутствует в форме резко ненасыщенного раствора. Стало быть, химическая садка его запрещена и возможно лишь биогенное извлечение из раствора. Этот вывод полностью согласуется с формами нахождения кремнезема в современных морских и озерных отложениях. Он присутствует в них только в биогенной форме — раковин диатомей, радиолярий, спикул губок. Таким образом, применительно к современности один из спорных вопросов геохимии кремнезема следует считать решенным.

Но как обстояло дело в бассейнах геологического прошлого? Совершенно несомненно, что тот огромный разрыв, который ныне существует между растворимостью кремнезема и его содержанием в морских (и пресных) водах, не мог возникнуть быстро, но лишь медленно оформлялся с того времени, когда — около 3×10^9 лет назад — протожизнь распалась на растительное и животное царство и некоторые группы растений (позже и животных) стали извлекать из воды среди других веществ также и SiO_2 для построения своих скелетов. Сопоставление двух цифр: 3×10^9 (время зарождения растений) и $0{,}6 \times 10^6$ лет (длительность послерифейской истории Земли) заставляет принять, что по крайней мере к началу кембрия (а может быть и рифея) содержание SiO_2 в морской воде заведомо было ниже тех 100—120 *мг/л*, которые необходимы для насыщения ее кремнеземом. В самом деле, поскольку температура поверхностных вод к моменту зарождения жизни не могла существенно отличаться от современной, концентрация кремнезема в морских бассейнах того времени была равна его растворимости, т. е. 100—120 *мг/л* или слегка выше. И как только организмы стали извлекать SiO_2 для построения своих раковин, неизбежно должна была наступить прогрессирующая убыль общего количества кремнезема в морской воде (в *мг/л*), т. е. падение его ниже уровня растворимости. Даже учитывая медленность этого процесса, следует признать, что это произошло еще в докембрии, во всяком случае, в протерозое или максимум в рифее. Стало быть, во все послерифейские периоды на участках моря, удаленных от вноса кремнезема гидротермами (или эксгаляциями), садка SiO_2 должна была идти таким же биогенным путем, что и сейчас.

На первый взгляд кажется, что такой вывод противоречит картинам, наблюдаемым в шлифах кремнистых пород, где далеко не всегда видно обилие спикул губок либо створок диатомей или скорлупок радиолярий, но часто присутствует афанитовое опаловое вещество (иногда глобулярное) либо микрозернистый халцедон или кварц; иногда эти формы SiO_2 целиком слагают породу. По традиции, уже глубоко укоренившейся среди петрографов, все эти абиогенные формы кремнезема принято считать чисто химическими по генезису. Отсюда широко распространено мнение, будто в геологическом прошлом, даже таком недалеком, как палеоцен — эоцен, происходила одновременно биогенная и хемогенная садка кремнезема. Так решают вопрос, например, некоторые новосибирские геологи применительно к палеогеновым породам Западно-Сибирской низменности (в частности, Ю. П. Казанский), но при этом упускается из виду следующее существенное обстоятельство. Чтобы кремнезем садился химически, в морской воде его должно быть больше 100—120 *мг/л*, т. е. выше уровня насыщения; для биогенного осаждения, кроме того, нужна еще дополнительная масса SiO_2, ибо если ее не будет, то биогенный процесс, экстрагируя кремнезем из раствора, быстро понизит его содержание до уровня менее 100—120 *мг/л* и тем самым ликвидирует возможность хемогенного осаждения. Таким образом, содержание растворенного кремнезема в палеогеновых морях Западно-Сибирской низменности для одновременной и хемогенной и биогенной его садки должно было в 50—300 раз превосходить его содержание в морях современных. Соответственно столь же высокие концентрации SiO_2 должны были приноситься и реками, ибо никаких вулканогенных поступлений SiO_2 в эти моря заведомо не было. Но как

представить себе столь резкое повышение SiO_2 в речных водотоках совсем недавнего прошлого? И почему массы его так быстро и катастрофически упали к современному моменту? Разумного ответа на эти вопросы нет. И литологи, выдвигающие гипотезу одновременной хемогенной и биогенной садки кремнезема в палеогеновых морях, делают это только потому, что не учитывают тех масс SiO_2 в морской воде и в речных водотоках, какие необходимы для реального течения допускаемых ими процессов. Достаточно обратиться к количественной стороне дела, чтобы дело стало совершенно ясным: в палеогене одновременной и хемогенной и биогенной садки кремнезема не было и быть не могло — могла быть только садка биогенная.

Но тогда как же понять генезис форм кремнезема, открываемых микроскопическим изучением палеогеновых пород: ведь в них наряду со скорлупками диатомовых много кремнезема аморфного, не имеющего биогенных признаков? Понять это можно только единственным путем. В процессе диагенеза (и позже) раковины диатомей большею частью растворились, ибо были сложены легкорастворимыми формами опала, а затем растворенный SiO_2 вновь осел в виде уже абиогенного аморфного опала, менее растворимого, чем биогенный. Давно установлено, что опал вообще существует во многих разновидностях, обладающих разной растворимостью. Относительно биогенного опала известно также, что у диатомовых он более растворим, чем у радиолярий, а у последних более растворим, чем у спикул. Несомненно также, что и внутри одной и той же биогенной группы (например, диатомей) опал раковин разных видов растворим неодинаково. Большой и убедительный материал по этому вопросу был недавно сведен А. П. Лисицыным в работе, посвященной химическому составу взвешенных веществ в океанской воде (1964). Таким образом, причина наличия в палеогеновых кремнистых породах и биогенного и аморфного опала заключается совсем не в одновременной садке SiO_2 хемогенным и биогенным путями, а в том, что часть биогенного опала в диагенезе растворилась и затем вновь осела уже в чисто минеральной форме. Такого рода трансформации компонентов в диагенезе обычны.

Выводы, полученные относительно генезиса палеогеновых кремнистых пород, полностью применимы и к более древним, до кембрия по крайней мере, ибо, как было показано выше, для всей послерифейской истории Земли крайне вероятно недосыщение морской воды кремнеземом, конечно, в районах, не прилегающих непосредственно к очагам вулканизма.

Итак, в свете физико-химических данных и материалов по современному осадкообразованию вопрос о том, как шла садка SiO_2 из воды древних морей — вне вулканических очагов — можно также считать по существу решенным однозначно. Больше того, сопоставление масс SiO_2, необходимых для одновременной его садки химическим и биогенным путями, позволяет утверждать, что обнаружение в шлифах кремнистых пород остатков кремневых организмов служит надежным указанием на невозможность в этой же среде еще и хемогенного осаждения кремнезема (конечно, лишь для послерифейских времен и в достаточном удалении от вулканических очагов).

Новый и весьма интересный свет проливают данные последних лет на вопрос о связи накопления кремнистых пород с вулканизмом. Известно, что гидротермы современных вулканических островов всегда содержат SiO_2, и в больших количествах. В то же время постоянных связей кремнистых отложений с областями вулканизма нет: они то совпадают (Курилы, Охотское море), то расходятся (около Антарктики). Причина таких противоречивых соотношений заключается в том, что современные накопления кремнезема в океанских осадках возникают там, где имеются восходящие движения глубинных вод и дивергенция водных масс, поставляющих SiO_2 и питательные для планктона компоненты из глубин океана

в его верхние горизонты. Там, где такие зоны дивергенции совпадают с вулканическими областями, около них на больших расстояниях тянутся кремнистые отложения; там, где области вулканизма и зоны дивергенции разъединены, кремнистые отложения удалены от вулканов.

В геологическом прошлом дело обстояло сложнее. Вполне вероятно, что в областях развития спилито-кератофирового вулканизма кремнезема из вулканических очагов выделялось так много [1], что в их окрестностях происходила химическая садка SiO_2 и возникали толщи и прослои яшмы и окремнелых туфов, очень тесно связанные с лавами и пепловыми накоплениями. Это собственно вулканогенно-осадочные осадки и породы. Но с удалением от очага и убыванием SiO_2 в морской воде хемогенная его садка прекращалась, кремнезем вулканогенный смешивался с уже имевшимся в морской воде экзогенным, пополняя запасы последнего. Осаждение SiO_2 становилось возможным лишь биогенным путем и массово происходило там, где гидродинамика бассейна создавала условия для «цветения» диатомового планктона и бентоса. Эти условия могли реализоваться еще на небольшом удалении от вулканического очага,—но уже за пределами распространения пеплового материала,— а могли быть и на участках, весьма удаленных от области вулканизма. Во втором случае кремнистые породы всеми литологами считаются собственно осадочными. В первом же случае многими принято считать кремнистые породы отдаленными вулканогенно-осадочными. Произвольность такого разделения очевидна, ибо в обоих случаях SiO_2 имеет и экзогенное, и вулканическое происхождение и бóльшая пространственная близость первой группы кремнистых пород к вулканическому очагу еще отнюдь не всегда свидетельствует о бóльшей роли в генезисе именно вулканогенного кремнезема, не говоря уже об его преобладании [2]. Поэтому выделение отдаленных вулканогенно-осадочных пород как особой генетической группы, как мне кажется, объективных оснований не имеет.

---

[1] Огромную роль играла температура гидротерм, ибо при повышении ее растворимость SiO_2 резко растет.

[2] Разнос вулканогенного SiO_2 происходил отнюдь не во все стороны от очага, а направленно, по траекториям течений, и, значит, осуществлялся в относительно узких полосах.

I

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КРЕМНЕЗЕМА В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ

■

А. Н. Богоявленский

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И МИГРАЦИЯ РАСТВОРЕННОЙ КРЕМНЕКИСЛОТЫ В ОКЕАНАХ

ВВЕДЕНИЕ

Кремний — один из самых распространенных в природе элементов. Среди элементов, составляющих земную кору, он занимает второе место после кислорода. По Ф. Кларку (Clarke, 1924), на его долю приходится свыше четверти массы земной коры. В гидросфере, в частности в океанах, содержание его очень невелико. В среднем количество кремния в водах океанов, включая все его формы (растворенные и взвешенные), составляет не более $4 \cdot 10^{-4}$% по весу.

В растворенном состоянии кремний находится в океане в виде наиболее растворимого соединения — кремнекислоты. Кроме того, он присутствует здесь и в виде различных по составу и крупности твердых частиц — коллоидных и взвешенных: аморфной кремнекислоты, кристаллических модификаций чистого кремнезема (кварца, тридимита и др.), обломков различного рода глинистых и других силикатных минералов. Поступление кремния в океан осуществляется как растворенным, так и взвешенным речным стоком, эоловыми выносами, а также, по-видимому, в результате подводной вулканической деятельности. Попавший в океан тем или иным путем в той или иной форме кремний может переходить из одной формы в другую, мигрировать в водной толще, вступать в жизненные циклы, переходить из растворенного состояния во взвесь и, наоборот, растворяться, но в конечном счете весь кремний, поступивший в океан, уходит из воды в донные отложения. В результате очень малой растворимости почти всех соединений кремния, уравновешенности процессов его поступления и ухода концентрация его в океане длительное время сохраняется постоянной и незначительной. Несмотря на, казалось бы, небольшую концентрацию и в общем малую реакционную способность кремнекислоты — основной формы существования кремния в растворенном состоянии — она играет огромную роль во всей жизни океана.

Распределением кремнекислоты в океанах в первую очередь заинтересовались биологи, поскольку кремний является так называемым биогенным элементом и необходим для жизнедеятельности больших важных групп морских организмов. Данные по распределению кремнекислоты использовались также гидрологами для суждения о характере циркуляции вод. Так, Г. Купман (Koopman, 1953) с успехом применил результаты определений кремнекислоты для обнаружения фронтальных зон в Антарктике.

Наконец, в связи с рядом геохимических проблем, в частности проблемой современного осадкообразования, начинается общее геохимическое изучение поведения кремния в океанах, включающее исследование рас-

пределения различных форм его существования в гидросфере, определение путей миграции и скоростей взаимных превращений кремневых соединений в водной толще и общего потока кремния с момента его поступления в океан до перехода в донные отложения.

Изучение геохимии кремния в море в таком аспекте находится еще в начальной стадии. Из всех соединений кремния более или менее изучено распределение только одной формы его существования в океанах — растворенной кремнекислоты. В некоторой мере представляется возможным судить о причинах, определяющих ее распределение и миграцию, но и здесь остается много открытых вопросов, связанных с темпами миграции, скоростями фазовых и химических переходов, источниками поступления кремнекислоты в океан и соответственно ее балансом.

Настоящая статья ставит своей целью дать общее представление о распределении растворенной кремнекислоты в океанических бассейнах, выявить основные факторы, обусловливающие ее распределение и миграцию, а также заострить внимание на некоторых нерешенных вопросах геохимии кремния в океане.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КРЕМНЕКИСЛОТЫ В ОКЕАНАХ

Изучение распределения кремнекислоты производилось в большом числе океанографических экспедиций, которыми были охвачены по существу все районы и все глубины Мирового океана. К сожалению, результаты их далеко не всегда сопоставимы. Зачастую данные различных экспедиций расходятся между собой в полтора-два раза, что превышает, например, все действительные изменения концентраций кремнекислоты в глубинных водах Тихого океана на всем протяжении от Берингова моря до Антарктики.

Рассмотрение методов анализа, применявшихся до сих пор в большинстве экспедиций (метод Динера и Ванденбульке, Dienert et Wandenbulke, 1923), показало, что колебания результатов определений кремнекислоты в глубинных водах в значительной степени вызваны особенностями и вариациями методов анализа, отбора проб, а не реальными процессами, проходящими в океанах (Богоявленский, 1965). Поскольку основные наши представления о характере и темпах процессов в океане базируются на пространственных изменениях той или иной характеристики в сопоставлении с распределением других характеристик, то ясно, что без детальной оценки и отбраковки сомнительных результатов определений кремнекислоты при простом механическом картировании можно прийти к неправильным суждениям о причинах, обусловливающих распределение и миграцию кремнекислоты в океанах. В некоторых случаях при достаточном числе повторных определений, сделанных разными экспедициями в одном и том же районе, оказалось возможным найти величины систематических различий и введением соответствующей поправки наложить все данные в определенном районе на одну карту.

Таким способом, по аналогии с примененным автором приемом для составления карт распределения кислорода (Богоявленский, 1963), составлены карты распределения кремнекислоты в Антарктике (рис. 1, 2, 3). Но для всего океана провести подобную работу по сличению всех данных пока не удалось. В общем, по-видимому, точность результатов наших определений кремнекислоты пока еще недостаточно высока для составления надежных карт.

Для суждения об основных особенностях распределения кремнекислоты в океанах был избран другой путь, позволяющий характеризовать это распределение с вполне достаточной для наших целей точностью. Для каждого океана в отдельности были выбраны наиболее надежные с методической точки зрения результаты, которые можно считать типичными для

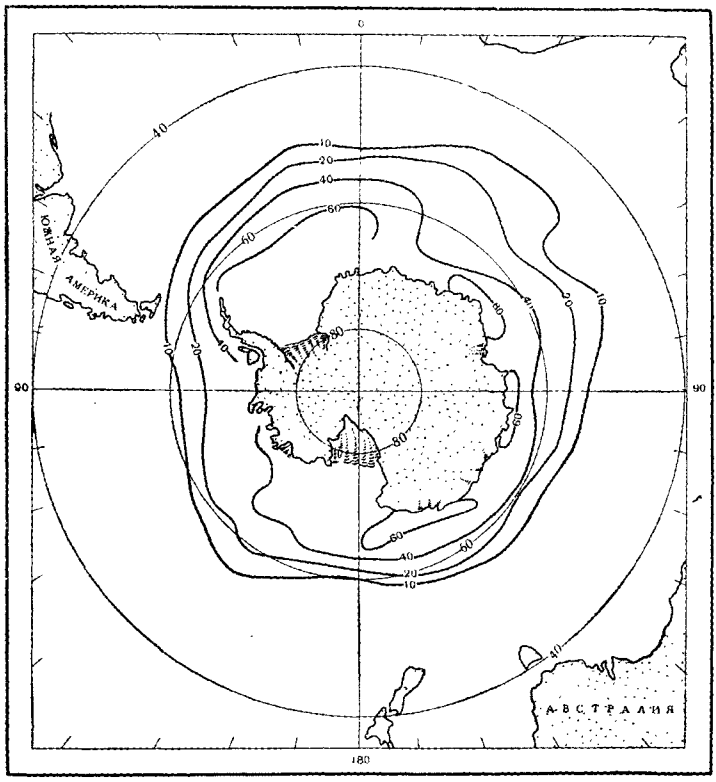


Рис. 1. Распределение растворенной кремнекислоты (Si, *мкг-ат/л*) на поверхности Южного океана. Составлено по данным экспедиций на «Дискавери-II» (1931—1951 гг.) и «Оби» (1956—1958 гг.)

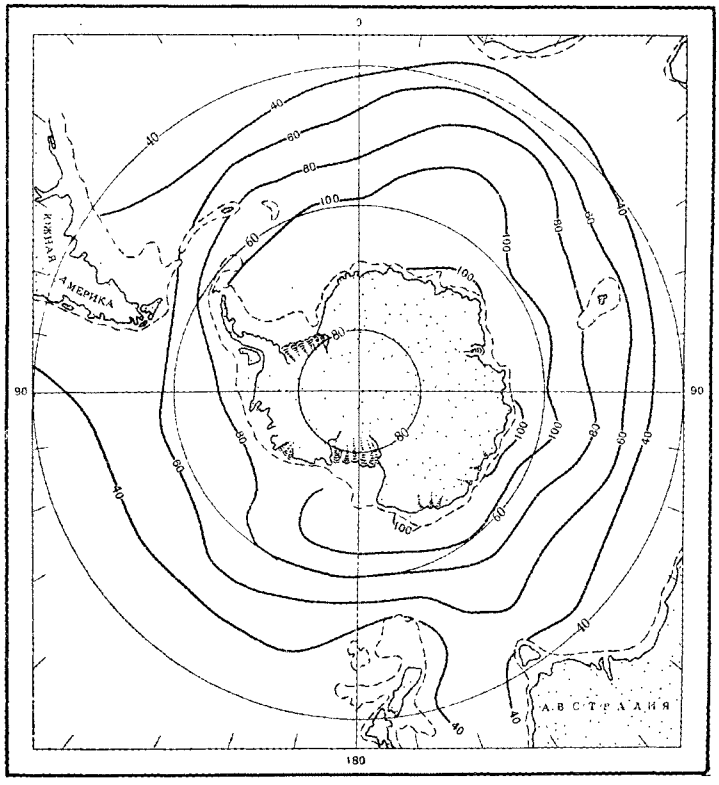


Рис. 2. Распределение растворенной кремнекислоты (Si, *мкг-ат/л*) в Южном океане на глубине 1000 *м*. Данные те же, что на рис. 1

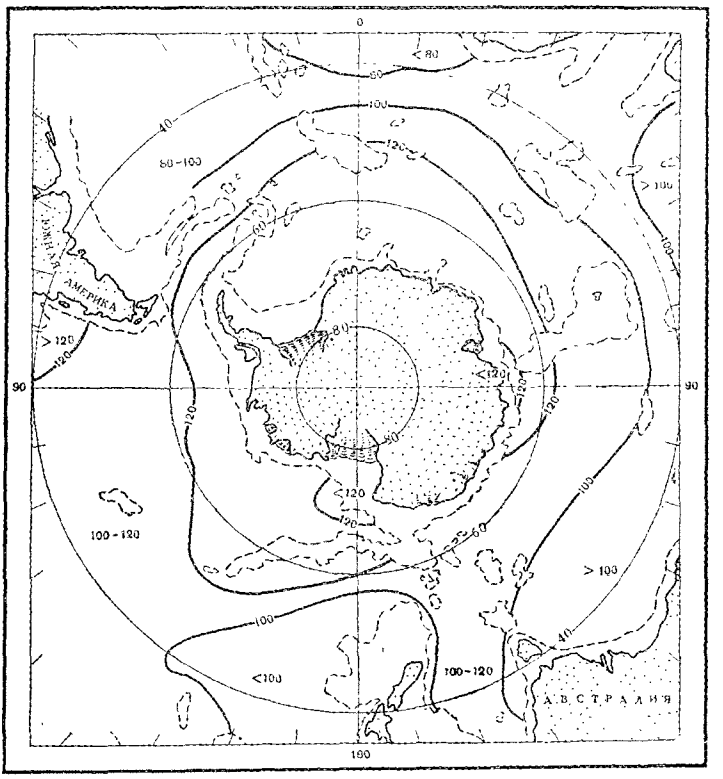


Рис. 3. Распределение растворенной кремнекислоты в Южном океане на глубине 3000 *м*. Данные те же, что на рис. 1

большого района. Так, для характеристики распределения кремнекислоты в Атлантике были взяты результаты исследований на НИС «Ломоносов», где все определения начиная с 1962 г. проводились фотометрически по голубому окрашиванию (метод Армстронга, Armstrong, 1951). Для Индийского океана за основу были приняты результаты работ 35-го рейса э/с «Витязь» (1962 г.), поскольку в этом рейсе часть определений производилась также по голубому окрашиванию фотометрически (метод Муллина и Райли, Mullin and Riley, 1955) и где определения в глубинных водах оказались наиболее воспроизводимыми. В Тихом океане почти все известные нам определения производились по методу Динера и Ванденбульке. Для этого океана реперными были приняты данные 26-го рейса э/с «Витязь» (1957—1958 гг.) с учетом, что они несколько завышены; это удалось установить при сравнении их с хорошо совпадающими между собой данными «Оби» (1958 г.) и «Горизонта» (1958 г.) [1].

Из данных перечисленных экспедиций в качестве опорных были выбраны соответствующие типичные концентрации, характеризующие в основных чертах распределение кремнекислоты в больших районах океанов в различных слоях. Выборочные сопоставления типичных концентраций со средневзвешенными величинами для тех районов, где имелось достаточ-

[1] Для всех этих расчетов были использованы первичные данные, находящиеся в Международном центре данных, поэтому в списке литературы ссылки на них не приводятся.

ное количество других надежных определений, показали, что они хорошо совпадают в пределах ± 5—10%. По-видимому, и для других районов, где данных пока недостаточно, типичные концентрации будут совпадать со средними примерно в этих же пределах, что вполне достаточно для рассмотрения в общем виде динамики растворенной кремнекислоты в океанах.

В соответствии с общим гидрохимическим строением вод типичные концентрации кремнекислоты в каждом районе даются для трех основных слоев: поверхностных, промежуточных и глубинных вод. Поверхностные воды характеризуются тем, что в них идет процесс фотосинтеза, при котором биогенные элементы, и в частности кремнекислота, извлекаются из раствора для построения клеток живых организмов. Промежуточные воды отличаются минимумом кислорода, максимумом фосфатов и углекислоты. Распределение органического фосфора и органического углерода показывает, что в этом слое в основном заканчивается минерализация нестойкого органического вещества, поступающего сверху из зоны фотосинтеза. Кремнекислота, так же как и щелочность, в этом слое экстремума не имеет, показывая тем самым, что процесс регенерации ее из панцирей кремневых организмов, а также процесс растворения взвешенных карбонатов здесь не заканчивается. В глубинных водах происходит максимальное накопление кремнекислоты и растворение карбонатов, тогда как количество кислорода в этом слое заметно возрастает ко дну, а концентрация свободной углекислоты и фосфатов, как правило, уменьшается.

Для суждения о деталях распределения кремнекислоты в океанах на рис. 4 и 5 приведены меридиональные разрезы через Индийский и Тихий океаны. Разрез через Индийский океан составлен по данным Антарктической экспедиции на д/э «Обь» (1957 г.), а через Тихий океан — заимствован из работы Д. А. Сметанина (1962). Он составлен по материалам нескольких экспедиций: южная часть разреза — по данным экспедиции на д/э «Обь» (1958 г.), а северная — по данным 26 и 28-го рейсов э/с

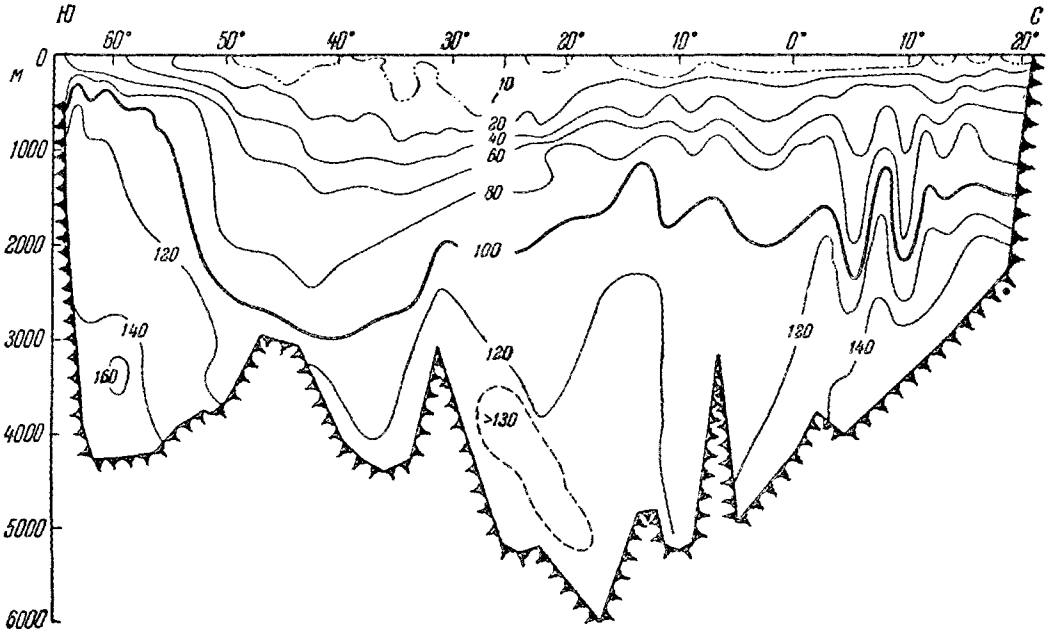


Рис. 4. Распределение растворенной кремнекислоты (Si, *мкг-ат/л*) на меридиональном разрезе через Индийский океан (100—90° в.д.). Составлено по данным 2-й Морской Антарктической экспедиции на д/э «Обь» (1957 г.)

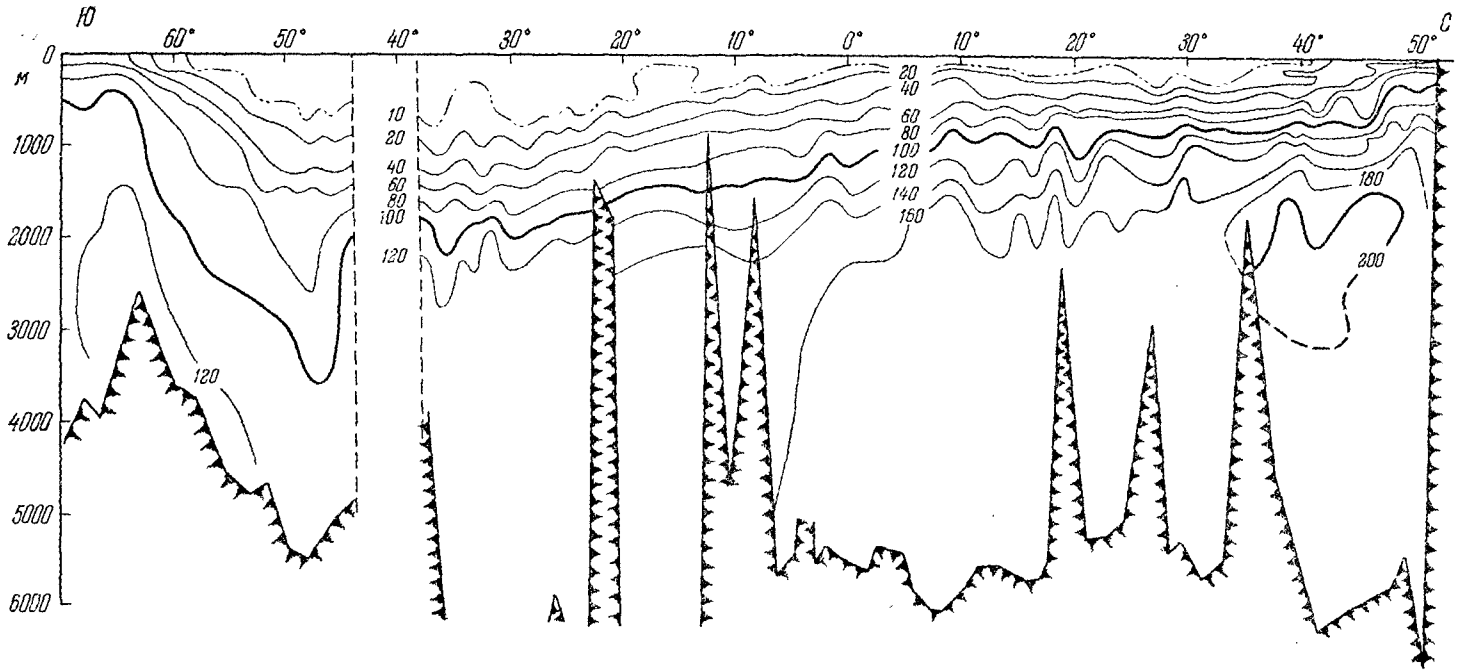


Рис. 5. Распределение растворенной кремнекислоты (Si, *мкг-ат/л*) на меридиональном разрезе через Тихий океан, по Д. А. Сметанину (1961 г.)

«Витязь» (1957 и 1958 гг.). По этому разрезу (рис. 5) сразу заметно, что результаты определений на «Витязе» несколько завышены, примерно на 10%, по сравнению с тем, что получено определениями экспедиции на «Оби».

Типичные концентрации кремнекислоты в водах Атлантического, Индийского и Тихого океанов (*в мкг-ат/л*)

Океан и район	Поверхностные	Промежуточные	Глубинные
Атлантический океан			
Северная часть . . .	5	25	35
Южная часть	5	30	40
Антарктический сектор	30	100	120
Индийский океан			
Северная часть . . .	10	45	110
Южная часть	5	35	100
Антарктический сектор	30	100	120
Тихий океан			
Северная часть . . .	15	85	160
Южная часть	5	50	110
Антарктический сектор	25	100	120

Вообще следует заметить, что оба разреза составлены в основном по несколько завышенным данным сравнительно с выбранными нами реперными и приведены только для суждения об относительном характере распределения кремнекислоты в пределах одного океана.

Наконец, для того, чтобы показать особенности вертикального распределения кремнекислоты, на рис. 6 и 7 даются кривые распределения по отдельным станциям. На рис. 6 приведены кривые определений, производившихся шведской экспедицей на судне «Альбатрос» (Bruneau, Jerlov, Koczy, 1953) на станциях в экваториальных районах Тихого, Индийского и Атлантического океанов, а также в Средиземном море. Это одна из немногих экспедиций, проводившая определения во всех трех океанах по единой методике с едиными стандартами, поэтому данные ее могут служить критерием для оценки правильности выбранных нами типичных концентраций для отдельных океанов.

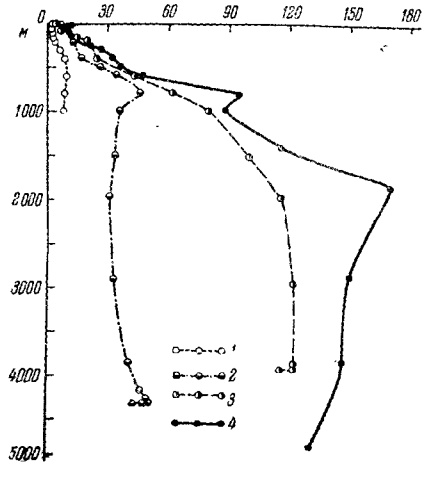


Рис. 6. Вертикальное распределение растворенной кремнекислоты (Si, *мкг-ат/л*) на станциях в экваториальных районах Атлантического, Индийского и Тихого океанов и на станции в Средиземном море, по данным Шведской глубоководной экспедиции на э/с «Альбатрос» 1947—1948 гг. (Бруно, Ерлов и Кочи, 1953 г.)

1 — Средиземное море, ст. 301 (7.VI 1948, 38°31′ с.ш., 3°56′ з.д.); *2* — Атлантический океан, ст. 332 (7.VII 1948, 5°45′ с. ш., 91°43′ з.д.) и ст. 337 (12.VII 1948, 0°63′ ю.ш., 18°13′ з.д.); *3* — Индийский океан, ст. 220 (2.VI 1948, 1°22′ с. ш., 70°28′ в. д.); *4* — Тихий океан, ст. 138 (26.XII 1947, 2°37′ ю.ш., 177°48′ в. д.)

В самых общих чертах для распределения растворенной кремнекислоты в океанах характерно следующее:

1. На поверхности большей части акватории океанов в пределах от 50° ю.ш. до 40° с.ш. концентрация кремнекислоты очень невелика, зачастую ниже аналитического нуля (3—5 *мкг-ат/л*) и только в зонах подъема вод вблизи берегов на восточных окраинах океанов возрастает до 10—15 *мкг-ат/л*. Значи-

тельные концентрации кремнекислоты на поверхности обнаруживаются южнее 50° ю.ш., где они равны 60—70 *мкг-ат/л* (рис. 1), и в северной части Тихого океана, вблизи Курильских островов и Аляскинского залива (рис. 8),— 30—50 *мкг-ат/л*. В Атлантическом океане даже севернее 40° с.ш. концентрация кремнекислоты очень невелика — не более 20 *мкг-ат/л*.

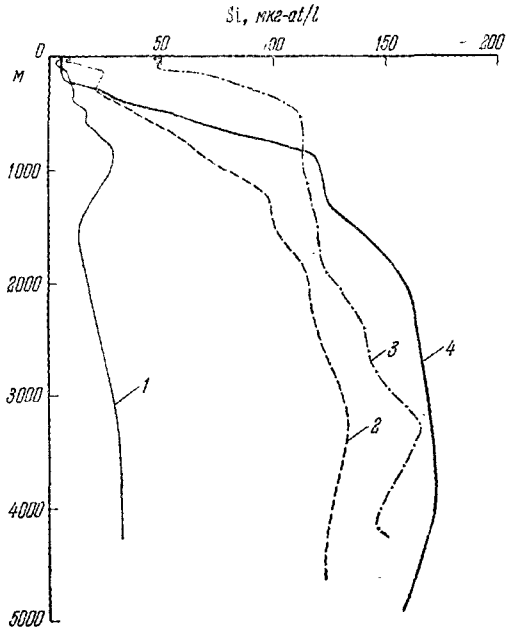


Рис. 7. Вертикальное распределение кремнекислоты (Si, *мкг-ат/л*) на станциях в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах и Антарктическом секторе, по данным различных экспедиций (Международный центр данных)

1 — Атлантический океан, «Ломоносов», ст. 1101 (29.III 1963, 00°08′ ю.ш., 20°03′ з. д.); *2* — Индийский океан, «Витязь»; *3* — Антарктические воды, «Обь», ст. 285 (11.IV 1957, 59°29′ ю.ш., 97°07′ в. д.); *4* — Тихий океан, «Витязь» (1958 г.)

2. С глубиной концентрация кремнекислоты повсеместно возрастает. Ее максимумы, как правило, отмечаются на глубинах более 2000 *м* и только в Атлантическом океане они четко выражены на горизонтах менее 1000 *м* (см. рис. 6 и 7). Самые большие концентрации кремнекислоты найдены в северной части Тихого океана на глубинах 2000—3000 *м*. Они оцениваются величиной порядка 160—180 *мкг-ат/л*, но не более 200 *мкг-ат/л*. Приводимая С. В. Бруевичем (1953) максимальная величина концентрации кремнекислоты в океанах более 300 *мкг-ат/л*, по всей видимости, завышена вследствие ошибок метода определения. В Индийском океане максимальные концентрации не превосходят 140 *мкг-ат/л*. В Северной части Атлантического океана они достигают лишь 60 *мкг-ат/л*, а в южной, как и во всем кольце Антарктических вод, оцениваются величиной 130—140 *мкг-ат/л*.

3. Наибольшее количество растворенной кремнекислоты наблюдается в северной половине Тихого океана, где средняя ее концентрация во всем столбе воды достигает 100 *мкг-ат/л*. Немного ниже она в Антарктических водах — 90 *мкг-ат/л*, а в северной половине Атлантического океана почти в 3 раза меньше — 30—35 *мкг-ат/л*. В южных частях Индийского и Тихого океанов, исключая антарктические воды, средняя концентрация кремнекислоты в 1,2—1,5 раза ниже, чем в северных частях этих же океанов, наоборот, в Атлантическом южная часть океана богаче кремнекислотой, чем северная, вследствие вторжения сюда антарктических вод.

Подсчеты по типичным концентрациям с учетом объема соответствующих слоев дают среднюю величину концентрации для всех вод трех главных океанов земного шара, равную с округлением 85 *мкг-ат/л*, а общее количество кремнекислоты в них можно оценить величиной $112 \cdot 10^{16}$ *г-ат*, чему соответствует $3{,}2 \cdot 10^{12}$ *т* элементарного кремния или $6{,}8 \cdot 10^{12}$ *т* SiO_2.

Поскольку концентрация кремния выражается разными авторами в разных единицах — *мг/л*, частях на миллион (*ppm*), *мкг-ат/л*,— а также в пересчете как на элементарный кремний, так и на двуокись, то для

удобства сравнений укажем, что концентрация 1 *мкг-ат* Si/*л* соответствует 0,028 *мг* Si/*л* или 0,060 *мг* SiO_2/*л*. Число частей на миллион (*ppm*) в первом приближении совпадает с выражением концентрации в *мг/л*.

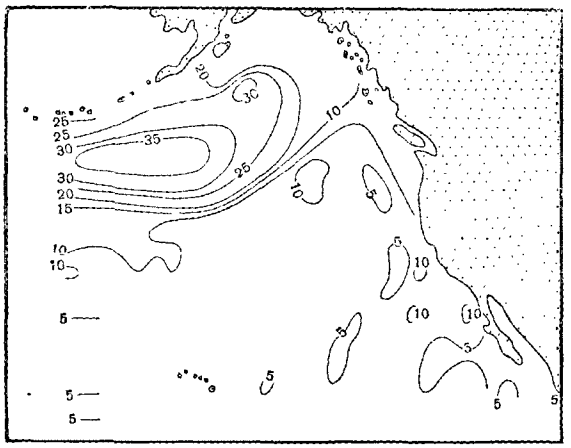


Рис. 8. Распределение кремнекислоты (Si, *мкг-ат/л*) на поверхности в северо-восточной части Тихого океана (Сметанин, 1961)

Для более точных расчетов концентрацию, выраженную в *мг/л*, следует разделить на плотность раствора, чтобы получить концентрацию, выраженную в *ppm*.

ФОРМЫ КРЕМНЕКИСЛОТЫ В ОКЕАНАХ И ВОПРОСЫ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ РАВНОВЕСИЙ

В океане, как открытой поточной системе, по существу никогда не достигается полного термодинамического равновесия. Однако знание равновесных концентраций и их изменений в зависимости от переменных в океанских условиях параметров (температуры, давления, ионной силы, pH и др.) необходимо для суждения о возможности и конечном результате самопроизвольных (протекающих без поступления энергии извне) процессов.

Несмотря на большое количество работ, посвященных вопросам физической химии водных растворов силикатов, до последнего времени многое в этой проблеме оставалось неизвестным. В частности, С. В. Бруевичу (1953), исследовавшему геохимию кремния в море, пришлось для оценки величины растворимости аморфной кремнекислоты в морской воде привлекать результаты непосредственных определений ее концентрации в грунтовых растворах донных отложений, а для оценки степени ее ионизации использовать данные по влиянию солености на ионизацию угольной кислоты.

Такое положение объясняется главным образом обилием форм существования кремнекислоты в растворах и твердой фазе, малой скоростью установления равновесий и способностью кремнекислоты к образованию метастабильных систем. Поэтому в первую очередь следует рассмотреть, в каких концентрациях и каких формах кремнекислота находится в океанах, а также каковы условия равновесия этих форм.

Основной формой существования кремния, насколько можно судить по имеющимся анализам, является растворенная кремнекислота. Во всяком случае, применявшиеся методы определения кремнекислоты дают почти исключительно концентрацию истинно растворенного мономера орто-кремниевой кислоты H_4SiO_4. Имеются указания, что при применявшемся методе анализа могут также определяться и некоторые ее полимеры,

но, как показывает целая серия исследований равновесий полианионов в водных растворах, в частности в растворах NaCl (Ingri, 1959), концентрация полимера H_4SiO_4 при концентрации кремнекислоты, встречающейся в океанах, совершенно ничтожна. Возможно также, что при применяемом методе анализа при длительных выдержках может происходить деполимеризация золей аморфной кремнекислоты, как это указывают Г. Окамото, Т. Окура и К. Гото (Okamoto, Okura, Goto, 1957), но, как мы увидим дальше, возможность существования простых золей аморфной кремнекислоты в океанах вызывает большое сомнение.

Другой формой существования кремнекислоты в океане является аморфная кремнекислота в виде взвесей, главным образом кремниевых скелетов диатомовых водорослей и радиолярий. В этом же состоянии она преимущественно и уходит из океанов, образуя диатомовые и радиоляриевые осадки.

О количестве взвешенной аморфной кремнекислоты в океанах известно пока чрезвычайно мало. Имеются данные А. П. Лисицына (1964) по содержанию ее в пробах с поверхности. Известное суждение о характере распределения аморфной кремнекислоты во взвеси можно получить по результатам микроскопических определений форменных элементов на мембранных фильтрах (Козлова, 1962), но это не всегда может быть переведено с желаемой точностью в весовые единицы.

Определения взвешенной аморфной кремнекислоты в толще вод были сделаны В. Д. Чумаковым (1961), но, ввиду малой чувствительности примененного им метода анализа, они дают представление только о порядке содержания взвешенной аморфной кремнекислоты и только в верхнем слое. В настоящее время автором, совместно с Г. А. Литвинюк, разработаны некоторые усовершенствования методик, что позволяет надеяться на получение в будущем более полных данных. Произведенные определения количества аморфной кремнекислоты в нескольких пробах из центральной части Индийского океана дали ту же картину, которая была получена Чумаковым, т. е. заметное убывание количества взвешенной аморфной кремнекислоты с глубиной.

В среднем количество аморфной взвешенной кремнекислоты в поверхностных водах Антарктики, по определениям Чумакова, доходит до 2 *мкг-ат* Si/*л*, в тропических районах Индийского океана, по нашим определениям, концентрация равна 0,007—0,002 *мкг-ат* Si/*л*. На глубинах более 1000 *м* количество аморфной кремнекислоты падает до величин менее 0,0002 *мкг-ат* Si/*л* и во многих случаях становится меньше аналитического нуля. Но, как показывают результаты О. Г. Козловой и В. В. Мухиной (см. настоящий сборник), везде на всех глубинах во взвеси все-таки обнаруживаются створки диатомовых или радиолярий.

Много сомнений вызывает возможность существования так называемой коллоидной кремнекислоты или, более точно, мелко дисперсных частиц размерами менее 0,5—1,0 *мк*, проходящих через мембранные фильтры и переходящих при нагревании с содой в определяемую аналитически растворенную кремнекислоту. В океанских водах таких определений пока не производилось, но для морских вод (Черного, Каспийского и Азовского морей) имеются данные Я. К. Гололобова, который обнаружил заметные количества кремнекислоты в пробах после их фильтрации и обработки содой. По приведенным в работе С. В. Бруевича (1953) данным Я. К. Гололобова, до 20% общего количества кремния в морской воде может находиться именно в такой форме. Еще больше этой так называемой коллоидной кремнекислоты находилось неоднократно в пресных водах. Так, например, по определениям В. Г. Дацко и М. М. Гусейнова (1957), в водах р. Дон у Азова в 1956—1957 гг. количество коллоидного кремния доходило до 2,1 *мг/л* при максимальной концентрации растворенной кремнекислоты не выше 3,16 *мг* Si/*л*.

Учитывая, что растворимость аморфной кремнекислоты значительно выше ее концентраций, найденных в океанах, и что скорость растворения коллоидных частиц очень велика по сравнению с более крупными частицами (Goto, 1958), следует считать, что сколь-нибудь длительное существование аморфной кремнекислоты в океанах в частицах менее 0,5 *мк* невозможно. Что же касается так называемого коллоидного кремния в морских и речных водах, то нужно думать, что в этих случаях кремний находится не в виде аморфной кремнекислоты, а коллоидов кристаллического кварца или других силикатных минералов, сравнительно легко разлагающихся под действием соды. Возможно также, что существование коллоидной кремнекислоты обязано различным стабилизирующим веществам, действие которых сходно с действием гуминовых кислот на карбонатные равновесия (Алекин и Моричева, 1957). К сожалению, мы пока не располагаем достаточными сведениями о присутствии коллоидной кремнекислоты в океанах. Вопрос этот, безусловно, нуждается в дальнейшем исследовании, а пока остается открытым.

Кроме взвешенной аморфной кремнекислоты, в настоящее время получены некоторые данные по величине общего кремния во взвеси с различных глубин (см. в настоящем сборнике статью Лисицына, Богданова и др.). В отличие от распределения взвешенной аморфной кремнекислоты, концентрация общего взвешенного кремния с глубиной не уменьшается, а в некоторых случаях даже увеличивается.

Из сказанного выше следует, что важнейшей физико-химической константой, способной регулировать распределение аморфной кремнекислоты, является ее растворимость.

Имелось несколько попыток определения величины растворимости аморфной кремнекислоты, но вследствие ряда методических трудностей, в частности долгого установления равновесий в системе SiO_2 (тв.) $\rightleftarrows SiO_2$ (раствор) и большой изменчивости этих скоростей от структуры аморфной кремнекислоты в твердой фазе (Greenberg, 1957; Goto, 1958), только сравнительно недавно получены хорошо совпадающие между собой результаты для условий, существующих в океанах.

На рис. 9, заимствованном из работы К. Краускопфа (Krauskopf, 1956), представлены результаты его определений растворимости аморфной кремнекислоты при 25°, сопоставленные с данными Г. Александера, У. Хестона и Р. Илера (Alexander, Heston, Iler, 1954). Важно отметить, что

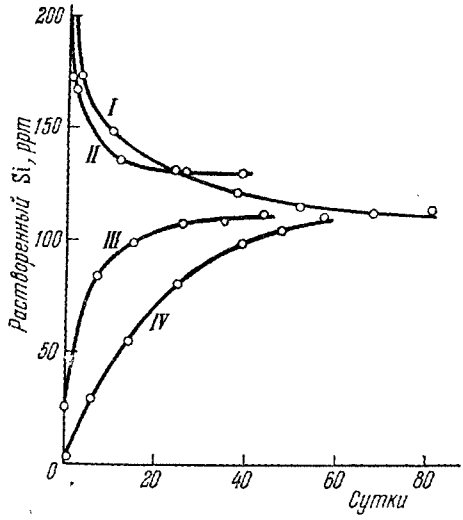


Рис. 9. Предельные концентрации растворенной кремнекислоты при коагуляции растворов с высокой начальной ее концентрацией и при растворении аморфной кремнекислоты при 25° С (Краускопф, 1956)

I — прокипяченная для растворения SiO_2 вода горячего источника. Начальная концентрация общей SiO_2 — 320 частей на миллион (*ppm*); начальная концентрация растворенной SiO_2 — 284 частей на миллион; pH за время опыта 7,7—8,3; *II* — нейтрализованный раствор Na_2SiO_3. Начальная концентрация общей SiO_2 — 975 частей на миллион. Начальная концентрация растворенной SiO_2 — 544 части на миллион; pH за время опыта 7,3—7,9; *III* — раствор Na_2SiO_3 нейтрализован HCl, состарен и разбавлен. Общая начальная концентрация — 187 частей на миллион. Начальная концентрация растворенной SiO_2 — 25 частей на миллион; pH — 8,3—7,4; *IV* — кремнисвый гель в дистиллированной воде; pH 5,2—5,6. Прерывистая линия — растворимость кремнекислоты при 25° С, по определениям Г. Александера, У. Хестона и Р. Илера (1954)

скорости растворения или выпадения из раствора аморфной кремнекислоты сильно меняются, а скорость установления равновесия, по мере приближения к нему, очень сильно замедляется. Рис. 10, взятый из работы Г. Окамото, Т. Окуры и К. Гото (1957), показывает зависимость растворимости кремнекислоты от pH при различных температурах. Здесь следует обратить внимание, что в области pH, характерной для океанов (7,5—8,5), растворимость кремнекислоты от pH почти не зависит. К. Краускопф (1956) так формулирует выводы своих исследований: «Аморфный кремнезем растворяется в воде приблизительно до 70 частей на миллион при 0°, 120 частей на миллион при 25° и 350 частей на миллион при 90° (т. е. округленно — 1200, 2000 и 6000 *мкг-ат/л.* — *А. Б.*). Растворимость в морской воде существенно не отличается. Истинное равновесие достигается между молекулами H_4SiO_4 в растворе и гелем кремнезема и коллоидными частицами золя. Реакции, ведущие с обеих сторон к равновесию, медленные; таким образом, неравновесные растворы могут существовать при низком pH в течение дней и недель или даже лет. Опал имеет, по-видимому, ту же растворимость, что и другие формы аморфного кремнезема, но его растворение чрезвычайно медленно, особенно при обычных температурах».

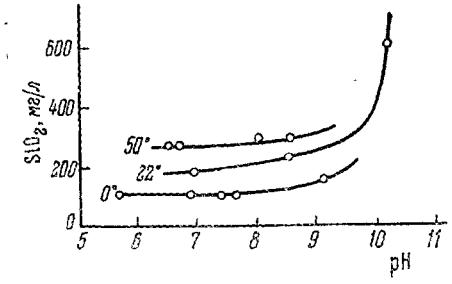


Рис. 10. Растворимость аморфной кремнекислоты в зависимости от pH, по Окамото, Окура и Гото (1957)

Таким образом, все экспериментальные результаты определений растворимости аморфной кремнекислоты свидетельствуют об очень большом недонасыщении ею всех океанских да и подавляющей части морских, озерных и речных вод. Получается, что даже максимальные концентрации кремнекислоты в океане (200 *мкг-ат/л*) по крайней мере в 6 раз меньше, чем в насыщенном растворе. Отсюда ясно, что чисто химическая садка аморфной кремнекислоты в океанах невозможна, а образование взвешенной аморфной кремнекислоты и переход ее в донные отложения возможны исключительно в результате биологического извлечения ее из резко недонасыщенного раствора в процессе фотосинтеза.

Возникает вопрос о том, какими же факторами определяется столь резкая ненасыщенность вод океанов кремнекислотой даже на больших глубинах. Наиболее вероятным объяснением является то, что соотношение скоростей оседания и растворения створок диатомей или скелетов радиолярий таково, что некоторая часть их успевает перейти в донные отложения, не растворившись за время прохождения всей толщи резко недонасыщенных вод, а равновесие устанавливается только при более длительном контакте. Действительно, по определениям С. В. Бруевича с сотрудниками (Бруевич, Зайцева, 1958, 1964), в грунтовых растворах наблюдались концентрации кремнекислоты, близкие к насыщенным растворам. Однако при сравнении результатов определений кремнекислоты в грунтовых растворах, сделанных этими авторами, с результатами определений ее в тех же осадках, производившихся в Отделе морской геологии Института океанологии АН СССР, обнаруживается, что в ряде случаев, несмотря на наличие заметных количеств аморфной кремнекислоты в осадках, грунтовые растворы, отжатые из них, оставались сильно ненасыщенными. Более того, вертикальное распределение кремнекислоты в грунтовых растворах по колонке грунта не показывает тенденции к постепенному насыщению грунтового раствора кремнекислотой, а даже наоборот — в нескольких колонках концентрация кремнекислоты в нем уменьшается вглубь осадка (Бруевич и Зайцева, 1958, рис. 33 и 34).

Вместе с тем необходимо отметить, что, в отличие от карбоната кальция, который, по-видимому, заметно растворяется и переходит из осадков в придонную воду, что видно по резкому увеличению щелочности в придонных слоях (Wattenberg, 1933; Богоявленский, 1955), кремнекислота, если и совершает этот переход, то значительно слабее.

Наоборот, иногда придонные воды, находящиеся в непосредственном контакте с донными отложениями, обедняются кремнекислотой. Это наблюдалось в экспедиции «Альбатроса», пожалуй, единственной, где систематически производились определения кремнекислоты в придонных водах. В частности, такую картину можно видеть на рис. 6, где на станциях, взятых в Индийском и Атлантическом океанах, были получены пробы воды в 5 *м* от дна.

Возникают предположения, что, помимо малой скорости растворения скелетов диатомей и радиолярий, в океанах существуют другие факторы, ограничивающие максимальные концентрации кремнекислоты. Можно выдвинуть две гипотезы. Первая основывается на том, что предельные концентрации кремнекислоты в океане определяются растворимостью кварца. В самом деле, последняя очень близка к предельным концентрациям кремнекислоты, обнаруженным в океане. По данным Г. Морей, Р. Фурье и И. Рове (Morey, Fourier, Rowe, 1962), растворимость кварца при 25° равна примерно 100 *мкг-ат/л* и заметно растет с увеличением давления, достигая двукратной при давлении в 1000 *атм*. Таким образом, на глубинах 5000 *м* растворимость кварца равна приблизительно 150 *мкг-ат/л*, т. е. очень близка к отмеченной в океане максимальной концентрации кремнекислоты.

Другим фактором, регулирующим концентрацию растворенной кремнекислоты в океанах, могут быть процессы аутигенного осадкообразования. Возможность таких процессов в первую очередь зависит от степени ионизации кремнекислоты. Как известно, кремнекислота является очень слабой кислотой и вследствие этого в наземных условиях легко вытесняется более сильной угольной, с чем связано разрушение силикатных минералов на земной поверхности. По определениям Н. Ингри (Ingri, 1959), константы ионизации кремнекислоты в 0,5 *N* растворе NaCl равны: первая $10^{-9,51}$ и вторая $10^{-12,74}$ при 25°, что почти на порядок меньше, чем это принималось С. В. Бруевичем (1955) для расчетов степени ионизации кремнекислоты в морской воде.

По сравнению с наземными водами, где относительная концентрация агрессивной углекислоты очень велика, в океанских условиях, в морской воде с ее большой буферностью, агрессивное действие угольной кислоты уменьшается и вполне вероятно, что может и должен идти обратный процесс, т. е. новообразование силикатных минералов с обогащением их кремнекислотой.

В отношении глинистых минералов М. А. Ратеев (1964) показал, что, по-видимому, большая их часть проходит через океан неизменными и поэтому не воздействует существенно на количество растворенной кремнекислоты. Вероятно, большее влияние на количество кремнекислоты в океанах может оказать процесс образования аутигенных глауконита или филлипсита, наличие которых констатировалось неоднократно в океанских осадках.

Согласно Л. Силлену (Sillen, 1962), полагавшему, что подобные реакции могли в ходе геологической истории определять даже pH океанских вод, реакцию преобразования каолинита в филлипсит можно выразить уравнением

$$3Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + 2K^+ + 2Ca^{++} + 9H_2O \rightleftarrows 2KCaAl_3Si_5O_{16}(H_2O)_6 + 6H^+.$$

Аналогичным уравнением выразится и реакция образования глауконита.

Из уравнения видно, что для направления реакции в сторону образования филлипсита необходимо уменьшить концентрацию ионов водорода (повышение pH) или увеличить концентрацию SiO_2. В поверхностных слоях, где величины pH максимальны, сдвиг реакции вправо маловероятен, так как здесь благодаря поглощению кремния фитопланктоном концентрация кремнекислоты падает почти до нуля. Течение реакции с преобразованием каолинита в филлипсит или глауконит возможно там, где в океанах имеется большое pH и высокая концентрация кремнекислоты. Это, во-первых, придонные воды на больших глубинах, где количество агрессивной углекислоты невелико и где происходит заметное повышение pH вследствие растворения $CaCO_3$, а во-вторых, места смешения опускающихся поверхностных вод, характеризующихся высоким pH, с поднимающимися глубинными водами, содержащими большие концентрации кремнекислоты. Такого рода условия существуют, например, на материковом склоне южной оконечности Африки в районе банки Агульяс, которая еще со времени экспедиции на «Челленджере» (Murray and Renard, 1891) известна как одно из немногих мест нахождения в современных осадках аутигенного глауконита вместе с фосфоритными конкрециями. Рис. 11 показывает распределение гидрологических и гидрохимических характеристик на разрезе у этой банки (по данным экспедиции на д/э «Обь» в 1957 г.). На разрезе отчетливо видно смешение разнородных вод на глубинах 500—1000 *м* у материкового склона, где антарктические воды с высокими концентрациями кремнекислоты и фосфатов встречаются с опускающимися вдоль склона водами, имеющими высокие значения pH.

Примерно такая же картина наблюдается и у берегов Южной Америки («Обь», 1958 г.).

Таким образом, гидрохимические данные в некоторой степени подтверждают гипотезу А. В. Казакова (1938) о чисто химическом генезисе фосфоритов и их связи с глауконитом с той только разницей, что, по нашему мнению, для хемогенной садки фосфатов и образования глауконита подъем глубинных вод близко к поверхности не только не необходим, а наоборот, будет препятствовать хемогенному осаждению фосфора и кремния вследствие конкурирующего более быстрого процесса — биогенного извлечения этих элементов при фотосинтезе.

О количественной роли всех этих процессов в регулировании средних и максимальных концентраций растворенной кремнекислоты судить пока трудно. Во всяком случае, ясно, что имеющаяся в океане система — резко ненасыщенный раствор кремниевой кислоты — твердая аморфная кремнекислота — является неравновесной. В такой системе нет метастабильных устойчивых состояний, как, например, для пересыщенных растворов или переохлажденных жидкостей. С той или иной скоростью, но растворение твердой фазы в соприкосновении с ненасыщенным раствором будет происходить, и уж во всяком случае невозможен обратный процесс, т. е. переход вещества из ненасыщенного раствора в твердое состояние.

Для других соединений (например $CaCO_3$), растворенных в океанских водах, как правило, наблюдается более близкое соответствие между концентрацией данного вещества в растворе и наличием его в твердом виде в морских осадках, чем в случае с кремнекислотой. Наиболее вероятно, по нашему мнению, объяснение, что ненасыщенность океанских вод аморфной кремнекислотой определяется соотношением скоростей ее растворения и прохождения через водную толщу. Вместе с тем, нельзя скидывать со счетов и других процессов, в которых участвует растворенная кремнекислота, и которые в той или иной степени могут воздействовать на ее концентрацию.

Выше указаны два таких возможных процесса — кристаллизация кварца и аутигенное минералообразование. В океане —чрезвычайно сложной поточной системе — протекают еще и другие процессы,

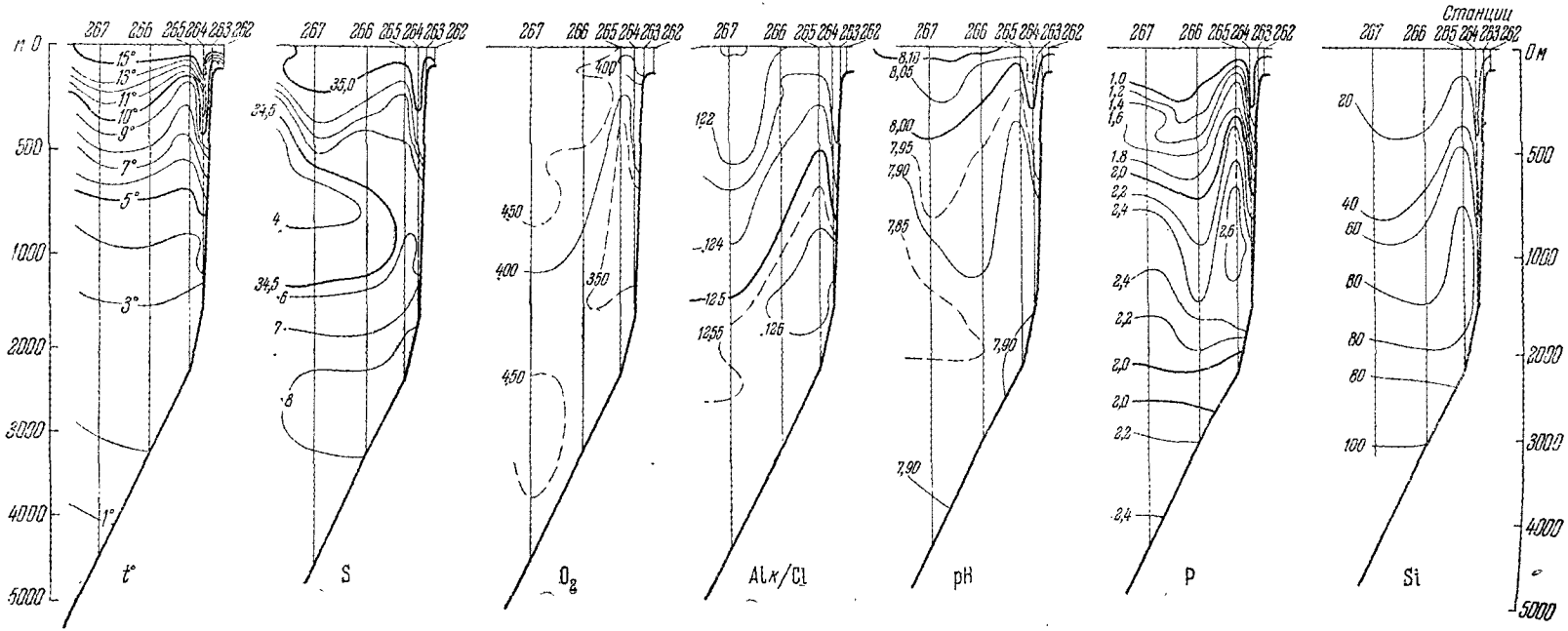


Рис. 11. Распределение температуры (°C), солености (‰), кислорода (*мг-ат/л*), щелочно-хлорного коэффициента, pH, фосфатов (*мкг-ат/л*) и растворенной кремнекислоты на разрезе у банки Агульяс (40—35° ю. ш.) (по данным экспедиции на «Оби», 1957)

например, молекулярная адсорбция на взвеси. Оценка роли всех этих процессов и выявление степени неравновесности максимальных концентраций кремнекислоты в океанах являются задачами дальнейших работ.

МИГРАЦИЯ КРЕМНЕКИСЛОТЫ В ОКЕАНАХ

В предыдущем разделе рассматривался вопрос о реакциях и процессах, могущих лимитировать общее количество и максимальные концентрации растворенной кремнекислоты в океанах, и факторах, определяющих направление этих реакций. Следует остановиться на том, какими процессами обусловлено распределение кремнекислоты в океане, каковы главные причины колебания ее концентраций по глубине и по площади океанов.

Выдвигаются два основных предположения, действительных для любого соединения и любого водоема. Первое заключается в том, что распределение отображает в значительной степени местонахождение и мощность источников поступления данного соединения в водоем, и, второе,— что главным определяющим фактором являются процессы миграции этого соединения внутри водоема. Действительны оба предположения, но в зависимости от мощности источников, масштабов водоема, темпов оборачиваемости вод и скоростей превращений одна из этих причин становится доминирующей, и распределение в водной толще, а отсюда и переход данного соединения в донные отложения, определяются преимущественно либо источниками его поступления, либо процессами внутреннего кругооборота его в водоеме.

Рассмотрим в первую очередь процессы внутреннего кругооборота кремнекислоты в океанах.

В самом общем виде концентрация любого растворенного соединения, в частности кремнекислоты, в заданной точке океана есть выражение динамического равновесия между скоростями физического переноса горизонтальными и вертикальными течениями, турбулентной диффузией, с одной стороны, а с другой — скоростями химических, биохимических или физико-химических процессов (растворения или коагуляции, сорбции или десорбции, чисто химических реакций).

Для кремнекислоты главными наиболее мощными процессами, ведущими к изменениям ее концентрации, являются, безусловно, биогенное извлечение ее из ненасыщенного раствора с переходом в твердое аморфное состояние и обратный процесс растворения аморфной кремнекислоты из постепенно оседающих органогенных взвесей, которые в конечном счете частично переходят в донные осадки.

Так как для выпадения твердой кремнекислоты из резко ненасыщенного раствора требуется затрата энергии, то этот процесс протекает главным образом в самом верхнем слое, где происходит фотосинтез, и какая-то доля энергии, поглощаемая при этом кремневыми водорослями, идет на образование их скелетов. Масштабы извлечения кремнекислоты диатомовыми водорослями можно оценить по величине их первичной продукции. По Г.Г.Винбергу (1960) в Мировом океане ежегодно продуцируется $35—75 \cdot 10^9 m$ органического углерода. Принимая, что как минимум половина этого количества определяется продукцией диатомовых водорослей, и считая, по А. П. Виноградову (1935—1944), что в диатомовом планктоне в среднем содержится 17% углерода и 43% SiO_2 (сухой вес), получаем, что ежегодно в Мировом океане диатомеями переводится в твердое состояние $72—154 \cdot 10^9$ *т* SiO_2. Поскольку площадь океанов равна $360 \cdot 10^6$ *км*^{2}, легко подсчитать, что под 1 *м*^{2} поверхности океана ежегодно связывается 0,20—0,43 *кг* SiO_2/*м*^{2}, или 3,3—7,1 *г-ат* Si/*м*^{2}. Это среднее количество растворенной кремнекислоты, переходящей во взвесь в слое фотосинтеза. Отмирая, диатомовый планктон опускается вниз и кремнекислота начинает постепенно растворяться. Создается мощный поток кремнекислоты

в глубину, а поверхностные слои воды обедняются ею. Правда, не весь кремний уходит из слоя фотосинтеза, часть взвеси растворяется тут же и снова используется фитопланктоном. Таким образом, здесь создается малый круговорот кремнекислоты.

От того, в каком виде извлекается данное вещество из раствора, зависит, какое количество его уходит в глубину из фотического слоя на месте образования или относится горизонтальными течениями к зонам массового опускания вод. Здесь проявляет себя механизм седиментационной дифференциации.

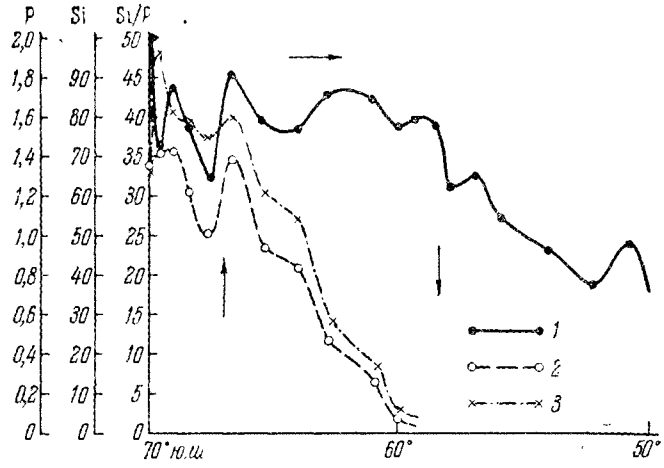


Рис. 12. Распределение растворенной кремнекислоты и фосфатов на поверхности антарктических вод на разрезе от Земли Виктории до Новой Зеландии («Обь», 1958 г.)

1 — P, *мкг-ат/л*; *2* — Si *мкг-ат/л*; *3* — Si/P

Стрелками показано направление потоков вод

Примером может служить дифференциация кремнекислоты и фосфатов в поверхностном слое в Антарктике. Эти два соединения выбраны для сравнения, поскольку они поступают в океаны преимущественно с речным стоком, а обмен их на границе океан — атмосфера не оказывает мало-мальски существенного влияния на их распределение (рис. 12). При фотосинтезе поступающие в зоне дивергенции (~ 68° ю.ш.) на поверхность фосфаты и кремнекислота начинают поглощаться. Фосфор концентрируется во внутриклеточном веществе небольшого удельного веса, а кремнекислота составляет основу панцирей диатомовых. После отмирания планктона панцири сравнительно быстро освобождаются от легкого внутриклеточного вещества и, вследствие своего относительно высокого удельного веса, начинают опускаться. Поскольку плотность панцирей значительно превосходит плотность морской воды, наличие слоя скачка плотности почти не сказывается на скорости их опускания. Иная судьба фосфорсодержащего органического вещества. Даже в корпускулярном виде оно имеет небольшой удельный вес и поэтому задерживается в слое скачка. Кроме того, значительная часть фосфора остается в фотическом слое в виде растворимых органических соединений и может переходить в глубинные слои только в местах массового опускания вод. Таким образом, процесс седиментации оказывает существенное влияние на распределение отдельных компонентов уже в самом верхнем слое. Как видно, кремнекислота сравнительно быстро (по сравнению с фосфором или органическим углеродом) выходит из кругооборота в верхнем слое океанов. Величину потока взвешенной кремнекислоты из зоны фотосинтеза можно оценить по результатам определений сезонных колебаний концентраций растворенной кремне-

кислоты в верхнем слое, а также в некоторых случаях прямо по наблюдениям на эпизодических станциях: в районах, где летом существует хорошо выраженный слой скачка плотности, по разности ее концентраций над и под слоем скачка. Это главным образом высокие широты океанов, куда растворенная кремнекислота поступает в относительно больших количествах в фотический слой и где создается основной поток взвешенной кремнекислоты в глубину. В частности, по наблюдениям в северной части Тихого океана (Богоявленский, 1955; Сметанин, 1961, и др.), этот поток оценивается величинами 1,0—2,0 *г-ат/м*^{2} (60—120 *г* $SiO_2/м^2$ в год). Такого же порядка величины характерны и для антарктических вод. По определениям в экспедиции на «Оби» (1956—1958 гг.), за время вегетации в антарктических водах уходит из поверхностного слоя на глубины приблизительно 1,5 *г-ат/м*^{2} (90 *г* $SiO_2/м^2$). Это примерно в 2 раза меньше количества кремнекислоты, переводимой в твердое состояние в фотическом слое. Возможные величины потока несколько занижены вследствие того, что примененный метод учитывал лишь то количество кремнекислоты, которое переходит в нижние слои только в вегетационный период. Но поскольку в районах, для которых применим этот метод (высокие широты), продукция имеет хорошо выраженный сезонный ход, занижение это, по-видимому, невелико. Сопоставляя все результаты, получаем, что в глубинные слои уходит 50—75% количества кремнекислоты, переведенного во взвесь в результате поглощения ее фитопланктоном, а 25—50% ее снова растворяется в поверхностном слое на глубинах не более 25—50 *м*.

Таким образом, если общее количество кремнекислоты, извлекаемой ежегодно фитопланктоном, оценивается величиной $70—150 \cdot 10^9$ *т* SiO_2 в год, то поток взвешенной аморфной кремнекислоты в глубину можно оценить величиной порядка $40—90 \cdot 10^9$ *т* SiO_2 в год.

При дальнейшем оседании взвесей сквозь всю толщу океанских вод процесс растворения кремнекислоты продолжается с затухающей скоростью до самых нижних горизонтов. Затухание скорости поступления кремнекислоты в раствор идет, очевидно, значительно медленнее, чем, например, окисление органического вещества или регенерация фосфатов. Это можно проиллюстрировать на примере антарктических вод. В Антарктике, в районе моря Уэделла, где воды опускаются на глубину, формируется основная часть придонных вод. По Х. Мосби (Mosby, 1934), это происходит за счет смешения антарктических шельфовых вод с водами теплого глубинного слоя приблизительно в отношении 1 : 1. Произведенные нами расчеты по имеющимся опубликованным гидрохимическим наблюдениям показывают, что при таком смешении и последующем опускании вод с глубины около 1000 *м* до 3000 *м* не происходит заметного поглощения кислорода, тогда как концентрация кремнекислоты за время опускания увеличивается на 30—40 *мкг-ат/л* (Богоявленский, 1965). Концентрация фосфатов, так же как и кислорода, за время опускания существенно не меняется. Из этих наблюдений следует, что процессы поглощения кислорода и регенерации фосфатов при окислении органического вещества, энергично протекающие в верхних слоях, уже к глубине порядка 1000 *м* практически заканчиваются, тогда как растворение кремнекислоты, идущее сравнительно медленно в верхнем слое, продолжается довольно энергично до самых глубоких слоев. В конечном счете, это различие в скоростях растворения взвесей и регенерации поглощенных при фотосинтезе элементов и приводит к образованию максимумов содержания растворенных соединений на различных глубинах.

В связи с большим влиянием скорости растворения взвесей на общую химическую структуру океанов значительный интерес представляют попытки экспериментальных определений скоростей этих процессов.

В работе А. П. Лисицына (1964) подробно рассмотрены результаты некоторых экспериментов по кинетике растворения диатомовых (Jörgensen,

1955; Вотинцев, 1953, Lewin, 1961). В связи с тем, что скорость растворения может сильно меняться в зависимости от условий проведения опытов и состава исходного материала, В. Д. Чумаковым совместно с автором настоящей статьи в экспедиции на «Оби» и далее, в Институте океанологии, были проведены некоторые опыты по кинетике растворения антарктического диатомового планктона. На рис. 13 приведены результаты этих опытов.

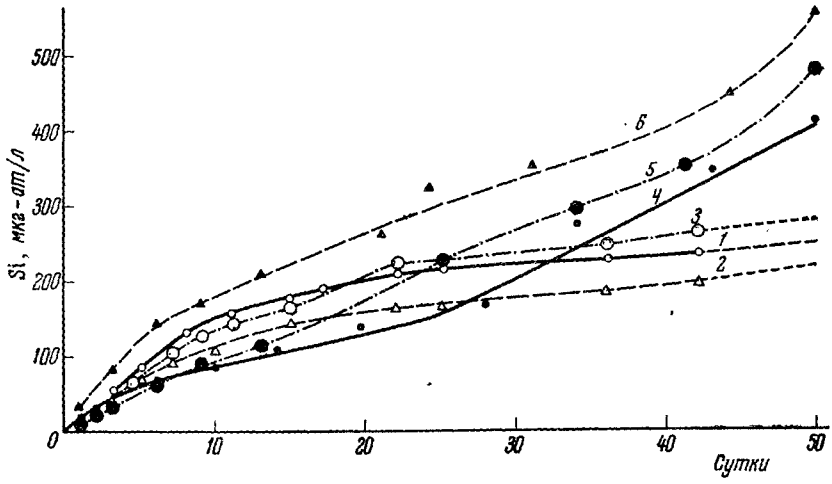


Рис. 13. Растворение диатомового планктона в морской воде (по опытам В. Д. Чумакова)

1, 2, 3 — при малых начальных концентрациях взвеси (меньше 400 *мкг-ат/л*); *4, 5, 6* — при больших начальных концентрациях порядка 12 000 *мкг-ат/л*

Для опытов использовались пробы антарктического планктона, собранные посредством сети Джеди или сепараторов. Для уменьшения изменения pH в процессе опытов часть органического вещества удалялась экстракцией ацетоном и спиртом, а для уменьшения бактериальной активности при окислении оставшегося органического вещества в пробы добавлялось несколько капель сулемы. В результате за время проведения опытов существенных изменений pH не происходило. Среда — морская вода с pH 7,8—8,0 и соленостью несколько больше 34‰. В первых трех опытах были взяты небольшие начальные навески планктона из расчета, что конечные концентрации растворенной кремнекислоты при полном растворении были бы порядка максимальных наблюдавшихся. В последующих опытах навеска планктона была сильно увеличена. Одновременно в двух опытах (кривые 5 и 6) В. В. Зернова производила осмотр состояния диатомовых в процессе растворения.

В опыте 5 (проба со станции 175, «Обь») планктон был смешанным. Основную массу составляли *Chaetocerous criophilium*, *Thalassiothrix antarctica*, *Coretron criophilium* и некоторые другие виды. Кроме того, в пробе было значительное количество толстостенных водорослей: *Fragilaniopsis antarctica*, *Fr. curta*, *Nitzschia seriata*, *Thalassiothrix lanceolata*, *Thalassiosira gracilis*.

В процессе опыта тонкостенные водоросли постепенно разламываются и к концу настолько измельчаются, что уже остается только некоторое число почти неопределимых обломков. У толстостенных же водорослей вначале происходит только постепенное распадение колоний, но и в конце эксперимента они встречаются в виде целых отдельных клеток.

В опыте 6 («Обь», станция 371) основную массу диатомовых составляла водоросль *Coretron criophilum*. В небольшом количестве встречались

Th. lanceolata, *N. seriata*, *Ch. criophilum*. В течение опыта у *Coretron criophilium* вначале разламывались посередине створки, затем обламывались щетинки. Через 15 суток после начала опыта целых клеток этого вида уже не наблюдалось, а спустя 45 суток от *Coretron* в пробе встречались только обломки головок.

Проведенные опыты показывают в хорошем соответствии с предыдущими исследованиями, что:

1. При растворении диатомового планктона без его предварительной специальной обработки кинетические кривые не имеют плавного хода: при больших начальных концентрациях взвеси (рис. 13, 4—6) кривые имеют явно выраженный перегиб. Это свидетельствует о том, что процесс растворения идет в несколько стадий. Такая же картина наблюдалась и в опытах Т. Акияма и Ж. Фуказе (Akiyama, Fukase, 1961), а также Дж. Левин (Lewin, 1961).

Отсюда следует, что помимо вообще малой скорости растворения кремнекислоты, существует еще один фактор, препятствующий установлению равновесия. Опыты Дж. Левин показывают, что это определяется, по всей видимости, поверхностной адсорбцией металлов и образованием защитных пленок на поверхности скелетов, а не различием состояния твердой кремнекислоты в толще самих скелетов. Если бы последнее имело место, то кривые растворения обработанных азотной кислотой створок были бы с перегибами, что в опытах Дж. Левин не наблюдалось.

2. Подтверждается существование, грубо говоря, двух групп диатомовых с «легкорастворимыми» тонкими скелетами и «труднорастворимыми» толстостенными створками.

3. Концентрация кремнекислоты в растворе, даже значительно превышающая наблюдаемую в океанах, не влияет на скорость растворения. Уменьшение скорости растворения в опытах 1—3 (рис. 13) при концентрациях 100—200 *мкг-ат/л* вызывается уменьшением количества взвешенного кремнезема. При больших его начальных концентрациях скорость растворения может даже возрастать в интервале концентраций растворенной кремнекислоты, превышающих максимальные найденные в море.

Таким образом, фактором, в первую очередь лимитирующим скорость растворения взвешенной кремнекислоты, является концентрация взвеси, а не концентрация растворенной кремнекислоты.

Отсюда следует, что скорость увеличения концентрации растворенной кремнекислоты за счет растворения взвешенной падает с глубиной. Расчеты по кривым 1—3 (рис. 13) позволяют считать, что скорость растворения кремнекислоты на больших глубинах (конечные участки кривых) падает прямо пропорционально уменьшению концентрации взвеси. Следовательно, величина потока взвешенной кремнекислоты и соответственно увеличение в единицу времени концентрации растворенной кремнекислоты падают с глубиной экспоненциально.

Очевиден вывод, что скорость продуцирования растворенной кремнекислоты на глубинах около 2000 *м* очень невелика и в несколько раз меньше, чем в промежуточных водах. Однако общая концентрация ее в глубинных водах значительно выше, чем в промежуточных (табл. на стр. 17). Следовательно, распределение растворенной кремнекислоты в океанах не определяется процессами ее растворения.

Более того, как видно на рис. 6 и 7, во многих районах океанов максимальные концентрации кремнекислоты обнаружены на глубинах более 2000—3000 *м*.

Накопление растворенной кремнекислоты и образование максимумов ее концентрации в глубинных водах можно объяснить только тем, что уменьшение с глубиной скорости перемещения кремнекислоты в результате уноса ее течениями и процессами перемешивания происходит быстрее, чем уменьшение скорости ее образования в результате растворения опус-

кающихся на глубины взвесей. Предположение о возможном накоплении кремнекислоты в глубинных водах за счет растворения донных отложений приходится отвергнуть, так как по всем имеющимся наблюдениям нигде в океане не отмечено большого увеличения концентраций кремнекислоты в придонных водах даже над осадками с очень большим содержанием аморфной кремнекислоты.

Вообще миграция растворенной кремнекислоты в океанах в первую очередь определяется циркуляцией вод. Это можно показать при сопоставлении темпов ее перемещения течениями и величин ежегодной продукции.

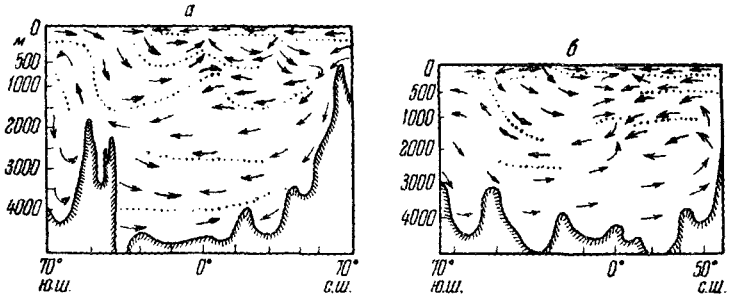


Рис. 14. Схемы течений на меридиональных разрезах через Атлантический (*а*) и Тихий (*б*) океаны, по А. И. Муромцеву (1958, 1963)

Так, например, антарктическое циркумполярное течение переносит ежегодно из Атлантического в Индийский океан $6{,}2 \cdot 10^6$ *км*^{3} воды в год (Корт, 1962). Средняя концентрация кремнекислоты в водах этого течения равна 80 *мкг-ат/л*. Следовательно, ежегодно из Атлантического в Индийский океан переносится около $3{,}0 \cdot 10^{10}$ *т*. А количество кремнекислоты, извлекаемое фитопланктоном со всей поверхности Южного океана и уходящее из зоны фотосинтеза в глубинные воды, подсчитанное по убыли концентрации кремнекислоты за вегетационный период (90 *г* $SiO_2/м^2$, стр. 28), почти на порядок меньше и составляет, по нашим расчетам, $3{,}6 \cdot 10^9$ *т* SiO_2 в год.

Качественные сопоставления также указывают на ведущую роль циркуляции в перемещении растворенной кремнекислоты в океанах. На картах распределения кремнекислоты в южном полушарии (рис. 1, 2 и 3) изолинии на всех горизонтах почти полностью совпадают по конфигурации с изолиниями на динамических картах и карте полного переноса вод в Южном океане (Корт, 1962). На карте распределения кремнекислоты на поверхности Южного океана (рис. 1) видно, что вблизи от берегов Антарктиды, но на некотором удалении от них, имеются районы заметно повышенных концентраций (более 60 *мкг-ат* Si/*л*). Эти районы хорошо совпадают с районами максимальной скорости подъема вод—зоной Антарктической дивергенции, которая, как показали Ю. А. Иванов и Б.А. Тареев (1959), имеет такой же прерывистый характер, как и распределение кремнекислоты. Аналогичная картина наблюдается и в других районах океанов, например в северо-восточной части Тихого океана (рис. 14), где повышенное содержание кремнекислоты на поверхности соответствует имеющейся здесь дивергенции. Более того, кремнекислота находится на поверхности в значительном количестве только там, где на поверхность проникают глубинные воды с высокой концентрацией растворенной кремнекислоты. На схемах рис. 14, заимствованных из монографий А. И. Муромцева (1958 и 1963 гг.), отчетливо видно, что в южных, антарктических, частях обоих океанов происходит подъем глубинных вод с высокой концентрацией кремнекислоты (табл. 1), что и обеспечивает ее приток на поверхность примерно одинаковый для всей антарктической области. Наоборот, опускание вод в северной части Атлантического океана и подъем их в северной

части Тихого океана объясняют значительно большую бедность кремнекислотой поверхностных вод первого по сравнению с водами второго. Соответственно суммарная продукция диатомового планктона значительно больше как в антарктическом секторе Атлантического океана, так и в северной части Тихого океана, чем на севере Атлантики.

Поэтому поток осаждающейся взвешенной кремнекислоты в Северной Атлантике имеет небольшую мощность, не вызывает значительного обогащения глубинных вод растворенной кремнекислотой, и твердой аморфной кремнекислоты в осадки попадает немного.

Иными словами, динамическое равновесие между поступлением растворенной кремнекислоты за счет растворения взвесей и уходом кремнекислоты вследствие переноса ее течениями и турбулентным перемешиванием устанавливается в глубинных водах Северной Атлантики на значительно более низком уровне, чем в Антарктике или других океанах.

Во избежание недоразумений следует оговориться, что поступление кремнекислоты в поверхностные слои происходит почти повсеместно во всем океане как за счет турбулентного обмена, так и в результате подъема вод с промежуточных глубин. Но главным источником ее поступления является только подъем вод с больших глубин.

Относительная бедность вод Атлантического океана кремнекислотой да и другими биогенными элементами вызвана еще и тем обстоятельством, что здесь находятся главные источники глубинных и придонных вод всего Мирового океана, один — в районе моря Уэделла в Антарктике, а другой — в северной части Атлантики вблизи от Гренландии (Wüst, 1933; Sverdrup and oth., 1949; Муромцев, 1963).

По оценкам Х. Стоммеля и А. Аронса (Stommel, Arons, 1960), в слое глубже 3000 *м* уходит $16 \cdot 10^6$ *м*^{3}/*сек* ($4.1 \cdot 10^5$ *км*^{3}/год) вод через экватор из Северной Атлантики в Южную и оттуда в Индийский океан и даже в Тихий. За счет непрерывного поступления и растворения взвесей эти воды по мере движения постепенно обогащаются растворенной кремнекислотой. Вследствие процессов перемешивания она частично уходит из этих обогащенных вод в верхние слои. Вместе с тем значительная часть кремнекислоты глубинных вод попадает в конечном счете в Тихий океан, где и переходит в донные отложения.

Итак, распределение и миграция растворенной кремнекислоты в океанах и морях в первую очередь определяется циркуляцией вод. Общий характер циркуляции определяет поступление кремнекислоты на поверхность, где она используется планктоном и переводится им в твердую аморфную кремнекислоту, во взвесь. По масштабам это, безусловно, главный процесс выделения и перехода в донные отложения кремнекислоты. С другой стороны, особенности процессов оседания и растворения биогенной взвеси, состоящей из аморфной кремнекислоты, совместно с особенностями циркуляции, определяют характер вертикального распределения растворенной кремнекислоты, места ее поступления на поверхность и темпов.

Остается вопрос о влиянии источников кремнекислоты на ее распределение в океанах. В растворенном состоянии кремнекислота может поступать в океаны и моря с речными водами, из подводных гидротермальных источников, выделяться в результате различных химических и физико-химических процессов растворения или распада речных и эоловых взвесей, а также разложения или растворения продуктов подводной вулканической деятельности.

По имеющимся данным, количественно оценить можно только величину ежегодного выноса кремнекислоты в океаны речным стоком. По Ф. Кларку (Clarke, 1924) ежегодный снос реками растворенной кремнекислоты равен $3{,}2 \cdot 10^{+8}$ *т* SiO_2. Сравнение этой величины с общим количеством растворенной кремнекислоты, содержащейся в океанах ($6{,}8 \cdot 10^{12}$ *т* SiO_2), или величиной ежегодного извлечения растворенной кремнекислоты в верхнем

слое ($7,2—15,4 \cdot 10^{10}$ *т* SiO_2), показывает, что вряд ли речной сток может оказать сколько-нибудь существенное влияние на распределение кремнекислоты в океанах. Темпы перемещения кремнекислоты и общая ее масса, переносимая океанскими течениями, настолько велики, что даже, если речной сток возрастет в 10 раз, или, наоборот, прекратится на 10 лет, это (в пределах точности наших методов) не скажется на ее распределении в океанах. Выше указывалось, что перенос растворенной кремнекислоты одним лишь Антарктическим циркумполярным течением составляет около $3,0 \cdot 10^{10}$ *т/год*. Только в результате сезонных колебаний этого течения, расход которого, по Ю. А. Иванову (1961 г.), меняется почти на 40%, разница в переносе растворенной кремнекислоты из Атлантического океана в Индийский превышает $1 \cdot 10^{10}$ *т* SiO_2, что почти в 30 раз больше, чем все годовое поступление кремнекислоты с речным стоком.

Поэтому не приходится удивляться, что в Атлантическом океане, куда поступает более половины кремнекислоты, выносимой речным стоком, общее содержание ее значительно меньше, чем в Индийском и Тихом океанах, а в Антарктике, где на единицу поверхности в пределах антарктической дивергенции приходится материковых вод приблизительно в 6 раз меньше, чем на акваторию Атлантического океана, количество кремнекислоты в 3—4 раза выше, чем в северной части Атлантического океана. Даже на поверхности, где, казалось бы, в первую очередь можно было бы заметить влияние речного стока, концентрация кремнекислоты в Антарктике во много раз выше.

Прямые наблюдения в предустьевом пространстве показывают, что изменения концентрации кремнекислоты, которые можно было бы приписать воздействию речного стока, распространяются на очень ограниченные районы. Г. Бин с сотрудниками (Bien, Contois, Thomas, 1958) производили определения кремнекислоты в предустьевом пространстве р. Миссисипи. По их наблюдениям, уже в 60—70 милях от устья не обнаруживается влияния речных вод даже на распределение хлорности. На этом расстоянии хлорность возрастает с 0,2—0,6 до 20‰, а концентрация кремнекислоты падает с 80—115 *мкг-ат/л* в речных водах приблизительно до 4 *мкг-ат/л* — средней концентрации кремнекислоты в поверхностных водах Мексиканского залива. Более того, эти авторы обнаружили, что значительная часть растворенной кремнекислоты уходит при коагуляции речных взвесей вследствие смешения с морской водой. Если этот процесс имеет место и для других районов, то, следовательно, количество кремнекислоты, действительно переходящей в океан, окажется еще чуть ли не на порядок меньше, чем это следует по данным Кларка.

Даже в малых водоемах, где суммарное количество растворенной кремнекислоты очень невелико и ежегодное поступление ее с речным стоком составляет не 0,01% от общей массы, как в океанах, а на два порядка выше, влияние речного стока на распределение кремнекислоты незначительно. В частности, в Аральском море (Блинов, 1956) некоторое незначительное повышение концентрации кремнекислоты на поверхности отмечено только в непосредственной близости от устьев Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи, хотя содержание растворенной кремнекислоты в этих реках в десятки раз превышает ее среднюю концентрацию в самом Аральском море.

Еще в самом начале гидрохимического изучения океанов Г. Форххаммер (Forchhammer, 1865) пришел к заключению, что количество различных элементов в морской воде не пропорционально количеству элементов, которое речные воды вносят в море, а обратно пропорционально легкости, с которой элементы делаются нерастворимыми в результате общей химической или биохимической активности в море. Это положение вполне справедливо по отношению к кремнекислоте, предельную концентрацию которой в основном определяет процесс биохимического извлечения ее. В отношении кремнекислоты, как и большинства других соединений, поступающих

в океаны с речным стоком в растворенном виде, положение Форххаммера можно дополнить тем, что не только общее количество, но и характер распределения в океане этих соединений и аутигенных осадков практически не зависят от местоположения и мощности источников, а в целом являются отображением циркуляции вод океанов и химических и биохимических процессов преобразования соединений внутри океанов. Это положение действительно, по-видимому, также и в отношении соединений, поступающих в океаны в результате подводной вулканической деятельности. Оно не относится к распределению веществ, поступающих в виде взвесей и не переходящих при прохождении через океанскую толщу в раствор.

Мы не располагаем сейчас по существу никакими прямыми данными для суждения о масштабах поступления в океан тех или иных веществ из подводных вулканов. Можно только предполагать, что ежегодное поступление в океаны растворенной кремнекислоты, да и многих других веществ, вряд ли будет значительно превосходить их поступление с суши. Вычисления так называемого «времени существования» элементов в океане (residence time), производившиеся Э. Гольдбергом (Goldberg, 1963) как по количеству данного элемента, поступающего в океан с речным стоком, так и по скорости осадкообразования, в обоих случаях дали очень близкие результаты. Если бы подводная вулканическая деятельность вносила в океан очень большие количества тех или иных веществ, то вычисления residence time по скорости осадкообразования должны были бы оказаться систематически ниже, чем вычисленные только с учетом речного стока. Однако такого систематического различия не наблюдается.

Относительно влияния подводного вулканизма на характер распределения соединения мы можем судить более определенно как по характеру самого этого распределения в океанах, так и по взаимосвязи распределения данного соединения с другими. В отношении кремнекислоты в первую очередь возникает вопрос, не является ли накопление растворенной кремнекислоты в водах северной части Тихого океана результатом очень активной здесь подводной вулканической деятельности. Однако почти такое же накопление кремнекислоты наблюдается и в Антарктике, где, как известно, вулканическая деятельность значительно слабее. Никак не обнаруживается повышение концентрации кремнекислоты в районе Исландии, в Средиземном море (см. рис. 6). Наоборот, в Черном море, где никак нельзя ожидать значительного поступления кремнекислоты в результате подводной вулканической деятельности, концентрация ее не меньше максимальных в открытом океане. По различным определениям, приведенным в работе С. В. Бруевича (1954), она достигает здесь 200—300 *мкг-ат/л*.

Если повышение концентрации кремнекислоты в том или ином районе происходило в результате подводной вулканической деятельности, следовало бы ожидать повышения в этом же районе концентрации и некоторых других соединений, например боратов. Однако имеющиеся результаты определений боратов в океанах (Igelsrud, Thompson, Zwicker, 1938; Gast, Thompson, 1958) не показывают увеличения концентрации боратов в районах, где накапливается растворенная кремнекислота. Безусловно, если бы подводная вулканическая деятельность воздействовала на распределение растворенных соединений, в океанах должно было бы меняться соотношение между количеством растворенного кислорода и углекислоты, так как при любом проявлении подводного вулканизма воды должны обогащаться углекислотой и невероятно, чтобы они одновременно обогащались и кислородом. Однако произведенные нами расчеты отношения $\Delta O_2/\Delta CO_2$ для района Курило-Камчатского желоба (14-й рейс э/с «Витязь») и ряда районов Антарктики (1 и 3-й рейсы д/э «Объ») дали ту же величину и характер ее распределения по вертикали, какие были получены по расчетам Г. Ваттенберга (Wattenberg, 1933) в ряде районов Атлантического океана.

Все эти факты, вместе взятые, показывают, что общий характер распределения и миграции кремнекислоты в океанах в целом, а следовательно, и положение районов, где кремнекислота энергично поступает в фотосинтетический слой и переводится во взвешенное состояние, не зависят от положения источников ее поступления в океаны. Вследствие того, что океанские воды не насыщены в отношении аморфной кремнекислоты, хемогенное образование твердой аморфной кремнекислоты невозможно, в районах же подъема глубинных вод происходит наиболее энергичный переход аморфной кремнекислоты в донные отложения за счет биологических процессов.

Изменения мощности источников поступления кремнекислоты в океаны при неизменном характере их циркуляции будут сказываться в первую очередь на темпах перехода аморфной кремнекислоты в осадки, а не на распределении кремнистых осадков по площади дна океанов.

Мы не располагаем пока достаточным количеством данных, чтобы охарактеризовать количественно с достаточной степенью точности не только скорости миграции кремнекислоты в океанах, но даже распределение в них растворенной кремнекислоты.

Имеется пока по существу только качественное представление о направлении некоторых процессов превращений кремния за время его существования в океанах. Очень мало или почти ничего не известно о характере и даже возможности преобразования, распада или новообразования ряда кремниевых соединений, например алюмосиликатов. Возникает масса вопросов о связи миграции кремнекислоты с миграцией других соединений (например железа, алюминия) и пр.

ЛИТЕРАТУРА

Алекин О. А., Моричева Н. П. Стабильность карбонатного равновесия речной воды на примере р. Дон.— Гидрохимич. материалы, т. XXIX, 1957.

Блинов Л. К. Гидрохимия Аральского моря. Л., Гидрометиздат, 1956.

Богоявленский А. Н. Химическая характеристика вод района Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XII, 1955.

Богоявленский А. Н. Распределение кислорода в водах Южного океана.— Океанология, 1963, III, № 2.

Богоявленский А. Н. Воспроизводимость и ошибки результатов гидрохимических определений в океанах. Сообщение III. Определение растворенной кремнекислоты.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 79, 1965.

Бруевич С. В. К геохимии кремния в море.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.

Бруевич С. В. Химия и биологическая продуктивность Черного моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. VII, 1954.

Бруевич С. В., Зайцева Е. Д. К химии осадков Берингова моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXVI, 1958.

Бруевич С. В., Зайцева Е. Д. Биогенные элементы в грунтовых растворах Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 67, 1964.

Винберг Г. Г. Первичная продукция водоемов. Минск, Изд-во АН БССР, 1960.

Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. I, II, III.— Труды Биогеохим. лабор. АН СССР, № 3, 4, 6, 1935, 1938, 1944 гг.

Вотинцев К. К. О скорости регенерации биогенных элементов при разложении отмершей Melosira baikalensis Wisl.— Докл. АН СССР, 1953, 92, № 3.

Дацко В. Г., Гусейнов М. М. О содержании биогенных элементов и органического вещества в водах нижнего течения р. Дон по наблюдениям за 1956—1957 гг.— Гидрохимич. материалы, т. XXIX, 1957.

Иванов Ю. А. и Тареев Б. А. К вопросу о структуре зоны Антарктической дивергенции.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1959-а, № 6.

Иванов Ю. А. Положение и сезонная изменчивость фронтальных зон в Антарктике.— Докл. АН СССР, 1959-б, 129, № 4.

Казаков А. В. Фосфоритные фации и генезис природных фосфатов.— Сов. геология, 1938, 6, № 30.

Козлова О. Г. Количественное содержание диатомовых в водах Антарктики — Докл. АН СССР, 1962, 138, № 1.

Корт В. Г. Водообмен между океанами.— Океанология, 1962, II, № 4.

Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. Результаты исследов. МГГ — Океанология, 1964, № 10.

Муромцев А. И. Основные черты гидрологии Тихого океана. Л., Гидрометиздат, 1958.
Муромцев А. И. (ред.). Основные черты гидрологии Атлантического океана. М., Гидрометиздат, 1963.
Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 112, 1964.
Сметанин Д. А. Некоторые черты химии вод северо-восточной части Тихого океана по наблюдениям зимой 1958—1959 гг.— Труды ин-та океанол. АН СССР, т. XLV, 1961.
Сметанин Д. А. Некоторые черты меридионального распределения химических характеристик в Тихом океане.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. LIX, 1962.
Чумаков В. Д. О содержании взвешенного кремния в морской воде.— Труды Советск. Антарктич. экспед., т. 19, 1961.
Akiyama T., Fukase Sh. On the variation of silicate content in sea water during its storage.— J. Oceanogr. Soc. Japan, 1961, 17, № 1.
Alexander G. B., Heston W. M., Iler H. K. The solubility of amorphous silica in water.— J. Phys. Chem., 1954, 58.
Armstrong F. A. J. The determination of silicate in sea water.— J. Marine Biol. Assoc., 1951, 30, 1.
Bien G. S., D. E. Contois D. E., Thomas W. H. The removal of soluble silica from fresh water entering the Sea.— Geochim. et cosmoch. acta, 1958, 14, № 1/2.
Bruneau L., Jerlov N., Koczy F. Physical and chemical methods of oceanographic results.— Rapp. Swedish Deep-Sea Exped. «Albatros», v. III, fasc. 2, 1953.
Clarke F. W. Data of geochemistry. 5 ed.— Bull. U. S. Geol. Surv., v. 127. Washington, 1924.
Dienert F., Wandenbulcke F. Sur la dosage de la silice dans les eaux.— C. r. Acad. sci. Paris, t. 176, 1923.
Forchhammer G. On the composition of sea water in the different part of the ocean.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, v. 155, 1865.
Gast J. A., Thompson Th. G. Determination of the alkalinity and borat concentration of sea water.— Analyt. Chem., 1958, 30, N 9.
Goldberg E. D. The Oceans as a chemical system. V. II. Chap. I. The Sea, M. Hill (Ed.), N. Y.— L., 1963.
Goto K. Estimation of specific surface area of particles in colloidal silica from the rate dissolution.— Bull. Chem. Soc. Japan, 1958, 31, N 2.
Greenberg S. A. The depolimerisation of silica in sodium hydroxide solutions — J. Phys. Chem., 1957, 61, N 7.
Igelsrud I., Thompson Th. G., Zwickor B.M.G. The boron content in sea water and of marine organisms.— Amer. J. Sci., 1938, ser. 5, 35, 205.
Ingri N. Equilibrium studies of polyanions IV. Silicate ions in NaCl medium.— Acta Chem. Scand., 1959, 13, № 4.
Jörgensen E. G. Solubility of the silica in diatoms.— Physiol. plantarum, t. 8, 1955.
Koopman G. Einstehung und Verbreitung von Divergenzen in der oberflächenaben Wasserbewegung der antarktischen Gewässer.— Dtsch. hydrogr. Z., 1953, N 2.
Krauskopf K. N. Dissolution and precipitation of silica at low temperature.— Geochim. et cosmochim. acta, 1956, 12, N 1/2.
Lewin J. C. Dissolution of silica from diatom walls.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, 21, N 3/4.
Morey G. W., Fourier R. O., Rowe G. G. The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25° to 300° C.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, 26, N 6.
Mosby H. The waters of the Atlantic Antarctic Ocean.— Scient. Results Norv. Antarct. Exped., 1927—1928, 1934, N 11.
Mullin J. B., Riley J. B. The colorimetric determination of silicate with special reference to sea and natural waters.— Analyt. chim. acta, 1955, 12, N 2.
Murray J., Renard A. Deep-sea deposits. Rept Scient. Results of the voyage of HMS «Challenger» 1873—1876. London, 1891.
Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of silica in water.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, 12, N 1/2.
Sillen L. G. The physical chemystry of sea water. Oceanography. Washington, 1961.
Stommel H., Arons A. On the abyssal circulation of the world ocean. II. An idealized model of the circulation pattern and amplitude in ocean basins.— Deep-Sea Res., 1960, 6, N 3.
Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. The Oceans. N. Y., 1949, p. 928.
Wattenberg H. Das chemische Beobachtungs-Material und seine Gewinnung.— Wiss. Ergebnisse Deutsch. Atlant. Exped. «Meteor», Bd. VIII, Taf. 5, 1933.
Wüst G. Das Bodenwasser und Gliederung der atlantischen Tiefsee. Wiss. Ergebn. Deutsche Atlant. Exped. «Meteor» 1925—1927. Bd. VI, Lief. I, 1933.

А. П. Лисицын, Ю. И. Беляев,
Ю. А. Богданов, А. Н. Богоявленский

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМЫ КРЕМНИЯ, ВЗВЕШЕННОГО В ВОДАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

ВВЕДЕНИЕ

Многочисленные данные по составу современных кремнистых осадков на дне Мирового океана, а также приведенные в статье А. Н. Богоявленского сведения о количественном распределении растворенного в воде кремнезема дают основание сделать вывод, что основной формой накопления аморфного (аутигенного) кремнезема в донных отложениях являются остатки организмов с кремниевой функцией или мелкие обломки этих организмов (Страхов, 1960—1962, 1963).

Основная часть организмов, накапливающих кремний для построения панциря (диатомовые водоросли, радиолярии, силикофлагелляты), принадлежит к планктону. Основное количество живых планктонных организмов приурочено к верхнему стометровому горизонту. Глубже встречаются только панцири отмерших организмов фитопланктона, а также редкие живые радиолярии.

Таким образом, донные осадки, где идет накопление и захоронение кремнезема, отделены обычно от продуцирующего его слоя многокилометровой толщей воды.

Количественное распределение и видовой состав организмов, в том числе и организмов с кремниевой функцией, изучаются планктонологами, которых интересует прижизненное их распределение. Изучение количественного распределения и видового состава остатков организмов с кремниевой функцией в толще вод, под верхним «деятельным» слоем, до настоящего времени не проводилось, а потому многие особенности распределения и состава современных кремнистых осадков оставались неясными. Естественно, что неясность еще больше возрастала при выяснении генезиса древних кремнистых пород.

Таким образом, для исследования механизма современного кремненакопления крайне важно изучить детали состава и распределения взвешенных в водной толще частиц, или взвеси.

Как мы увидим ниже, весь аморфный кремнезем, находящийся во взвеси от наиболее крупных частиц до тонкого субколлоидного и коллоидного материала, различимого только под электронным микроскопом, состоит из остатков организмов, т. е. является материалом биогенным.

Но аморфная форма кремнезема, широко распространенная во взвеси и в донных осадках Мирового океана, не единственная. Еще более широким распространением пользуется кристаллический кремнезем — силикаты и алюмосиликаты, а также кварц, которые составляют до 60—65% литосферы и до 30% взвеси и донных осадков. В отличие от аморфной формы

кремнезема, силикаты и алюмосиликаты не связаны с биосом, напротив, они служат индикатором терригенного материала. Установив количественное содержание этих двух основных форм кремнезема, можно уяснить взаимоотношение терригенного и биогенного кремнистого осадкообразования в разных климатических зонах, на разных глубинах и удалении от суши. Сопоставление роли этих основных форм кремнезема может служить индикатором типа осадконакопления, так как в современных осадках именно эти два основных компонента и карбонат кальция определяют тип осадка, составляя повсеместно (вне карбонатной зоны) более 50% донных отложений. За пределами зоны современного карбонатонакопления определяющим являются уже два основных компонента и оба они могут быть выражены через кремнезем — аморфный и кристаллический (силикаты и алюмосиликаты).

Взвесь, находящаяся в толще вод, представляет собой интересный объект для изучения кремнезема не только в связи со сказанным выше, но также и потому, что в толще воды кремнистый материал в одних случаях находится в стадии транспортировки (силикатный материал, кварцевый кремнезем), в других — в стадии формирования (биогенный, аморфный кремнезем или опал), в третьих — проходит стадию сложного превращения (растворение, сорбция и др.). Чаще всего эти процессы в огромной толще океанской воды переплетаются.

Для выяснения всей сложной картины формирования взвеси и ее превращения в донные осадки необходимы разносторонние химические и микроскопические исследования.

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методы сбора

Под взвесью мы понимаем частицы, находящиеся в толще вод морей и океанов во взвешенном состоянии и имеющие размеры от 1 *мм* до 0,1—0,01 *мк*.

Как показали наши исследования (Лисицын, 1959, 1960, 1961*а*, *б*, *в*, 1962, 1964), генезис этих частиц может быть столь же сложным, как и генезис донных осадков. Взвесь слагается и биогенным, и терригенным, а в ряде мест также и вулканогенным или хемогенным материалом. В открытых частях океана, куда поступает мало терригенных и хемогенных частиц, заметную роль приобретает также поступление космического материала.

Среднее содержание взвешенных частиц в водах морей и океанов находится в пределах 0,1—1 *г/м*^{3}, а в некоторых местах снижается до сотых частей грамма в тонне воды.

Для химического анализа по принятой методике необходимо иметь несколько граммов взвеси. Иначе говоря, нужно количественно выделить, не допуская загрязнений, тончайший взвешенный материал из нескольких тонн, а иногда и из десятков тонн воды, полученной с глубины в несколько километров. Долгое время эту задачу не удавалось технически разрешить, однако в последние годы в Институте океанологии АН СССР были разработаны новые приборы и методы, которые дали возможность преодолеть эти трудности.

В настоящее время для сбора и изучения взвеси внедрены в практику массовых исследований два основных метода — мембранная ультрафильтрация и сепарация.

Мембранная ультрафильтрация предусматривает пропускание через коллоидные (мембранные) ультрафильтры 1—10 *л* воды с заданного горизонта с количественным выделением собранного материала и последующим анализом его состава.

В нужных случаях количество воды, пропущенной через мембраны, может быть доведено до нескольких сот литров, а с применением новейших установок Института океанологии — до нескольких тонн. При этом на фильтрах задерживаются все взвешенные частицы размерами крупнее 0,7 *мк*, а также, учитывая почти мгновенный кольматаж (закупорку отверстий) фильтрующих мембран, практически все частицы коллоидной фракции. Фильтры такого типа широко используются в лабораторной практике для отделения коллоидных растворов от истинных.

Таким образом, на мембранный ультрафильтр количественно улавливается весь взвешенный в толще вод материал, включая тончайшие обломки планктонных организмов и все бактерии. Проходят через фильтр только фильтрующиеся вирусы, истинные растворы и, как показывают исследования с применением ультрамикроскопа, незначительное количество тончайших частиц.

Перед фильтрацией ультрафильтры доводятся до постоянного веса, и после сбора взвеси и доведения ее до постоянного веса появляется возможность определить концентрацию взвешенного материала в единице объема профильтрованной воды (Лисицын, 1956).

Метод мембранной ультрафильтрации дает возможность получать миллиграммы или десятки миллиграммов, а с применением наиболее мощных современных установок и граммы взвеси.

Для получения больших количеств взвешенного материала используется сепарационная установка, состоящая из линии камерных и тарельчатых сепараторов промышленного типа. Последний вариант установки, разработанный одним из авторов на «Оби», давал возможность количественно отделять взвесь из 100—200 *т* воды в сутки с одновременным разделением ее на 5—7 фракций по крупности частиц (Лисицын и Живаго, 1958). Чтобы обеспечить непрерывность работы сепарационных установок, использовались насосы, забирающие воду с поверхности моря. Для получения больших объемов глубинной воды (до 200 *м*) применены специальные погружные насосы (Лисицын, 1962).

Наконец, из самых глубоких слоев воду доставали батометрами объемом 200 или 500 *л* (Лисицын, Глазунов, 1960).

Все приборы для сбора и отделения взвеси из морской воды изготовлены из некорродирующих материалов (пластмасса и нержавеющая сталь), что исключает возможность загрязнений.

Химический, рентгено-структурный, спектральный и термический анализ

Для определения содержания аморфного кремнезема во взвеси в зависимости от веса пробы применялась или стандартная методика для исследования донных осадков (для сепарационной взвеси) («Методы изучения осадочных пород», 1957), или же специально разработанная и проверенная методика микрохимического анализа (Чумаков, 1961).

Методика химического анализа дает возможность определить содержание трех основных форм кремнезема: 1) кремнезем в составе силикатных и алюмосиликатных минералов, 2) аморфную разновидность (опал), 3) кремнезем в виде кварца.

Для определения аморфного кремнезема в сепарационных пробах взвеси и пробах донных осадков использовалась двукратная 5-процентная содовая вытяжка. Кроме опала, в нее попадает еще очень незначительное количество кремнезема из алюмосиликатов (каолинит и др.). Обычно он составляет менее 1—2%.

Для определения кварцевого кремнезема использована методика Залманзон (1952) с обработкой навески фосфорной кислотой и последующим удалением SiO_2 содовыми вытяжками.

Полные силикатные анализы методами «мокрой» химии были выполнены в лаборатории морских геологических исследований Союзморниипроекта под руководством М. П. Нестеровой и О. И. Зеленской аналитиками М. И. Гохват, В. И. Вознесенской и А. Г. Самодуровой. Анализ содержания аморфного кремнезема производился частично в той же лаборатории, частично на Черноморской научно-экспериментальной станции Института океанологии АН СССР под руководством С. М. Соколова. Контрольные определения выполнены в Институте океанологии АН СССР.

В третьей морской экспедиции на д/э «Обь» была предпринята попытка определения взвешенного кремнезема в пробах, собранных на мембранных фильтрах. Фильтры в течение двух часов обрабатывались раствором соды на водяной бане. Определение содержания кремнекислоты выполнялось колориметрически с молибденовокислым аммонием (Чумаков, 1961). Этот метод дал положительные результаты и был применен впоследствии в несколько измененном виде для анализа большого количества проб взвеси на мембранных фильтрах, собранных в Тихом океане. Определения производились в Институте океанологии АН СССР В. Д. Чумаковым и Г. М. Литвинюк.

На небольшом количестве проб рентгеновским методом определялся также кварц. Эта работа проведена в Иркутском институте Л. Завьяловой под руководством Я. Д. Райхбаума. При содержании кварца менее 1% расхождение в результатах химического и рентгеноструктурного анализов составляет около 0,5%; при содержании от 10 до 20% — от 2 до 5% и при содержании более 40% — до 4—5%.

Кварц валовый (силикатный, кварцевый и аморфный) определялся также двумя способами — химическим и спектральным с использованием квантометра.

Определение SiO_2 в сепарационных пробах взвеси производилось при полном силикатном анализе проб по стандартной методике.

Большое количество проб было проанализировано разработанным в Институте геохимии и аналитической химии АН СССР методом количественного спектрального анализа с фотоэлектрической регистрацией спектра на квантометре фирмы ARL (Беляев, Хитров, 1963; Герасимовский, Беляев, 1963*а* и *б*; Беляев, Хитров, 1964)[1]. В качестве источника света был применен плазменный генератор — плазматрон, сконструированный для анализа проб в виде порошков (Кварацхели, 1960).

Анализируемая проба тщательно смешивается с угольным порошком в отношении 1 : 2 : 1. Полученная смесь смачивается дистиллированной водой и в виде пасты помещается в угольный электрод. После просушивания пробы на электроплитке в течение получаса электрод помещается в камеру плазматрона и служит анодом. Камера плазматрона продувается аргоном, давление газа на входе в камеру поддерживается равным 0,5 *атм*. Внутренний диаметр катодного отверстия плазматрона 2,5 *мм*. Сила тока 22 *а*, экспозиция 40 *сек*.

На вход спектрального аппарата квантометра подается излучение зоны плазмы высотой 7 *мм*, находящейся на 1 *мм* выше выходного отверстия катода. Эта часть плазмы характеризуется сравнительно малым уровнем фона непрерывного спектра и наиболее благоприятна для аналитических целей.

Применялись следующие аналитические линии: Si 2881,6 — Co 3465,8; Si 2516,1 — Co 3465,8. Градуировка квантометра осуществлялась с помощью образцов грунтов с известным составом, полученным на основании данных химических методов анализа. Точность анализа вполне достаточна

[1] Аналогичная методика определения кремния может быть разработана и на отечественном квантометре — многоканальной автоматизированной установке ДФС-10 М или ДФС-10 (Беляев, Иванцов, Никитина, 1964).

для геохимической интерпретации полученных данных. Расхождение в результатах определения содержания кремнезема методами квантометрии и химического анализа не превышает 2—3%. Одновременно с кремнием определялись также магний, железо, алюминий, титан.

Вместо фотоэлектрических методов регистрации спектра можно применять фотографические методы, при этом, однако, несколько понизится точность анализа (до 3—4%) и производительность аналитических работ.

Микроскопические и электронно-микроскопические исследования

Методы химического анализа дают очень ценные данные о количестве силикатного, аморфного и кварцевого материала, однако они должны быть дополнены тщательным микроскопическим исследованием. Микроскопия дает возможность определить, к каким именно организмам относятся кремнистые остатки, каковы условия их сохранности, является ли растворение остатков избирательным, каков минеральный состав зерен и др. Только при одновременном использовании химического, рентгеновского, спектрального и микроскопического методов удается совершенно однозначно, с контролем, выявить основные особенности распространения и состава кремнезема во взвеси.

Микроскопическое исследование взвеси облегчается тем обстоятельством, что мембраны ультрафильтров под действием канадского бальзама в микроскопических препаратах полностью просветляются и становятся незаметными, и все содержимое фильтра может быть изучено детально (Лисицын, 1956).

Наряду с систематическим общим просмотром препаратов взвеси по вертикали и определением содержания остатков организмов с кремневым панцирем производилось и специальное изучение диатомовых водорослей, силикофлагеллят, перидиней, радиолярий и спикул губок. При этом устанавливалось не только общее количество остатков, но и их видовой состав в каждой из глубинных проб взвеси. Результаты этих исследований изложены в статьях О. Г. Козловой и В. В. Мухиной, М. Г. Петрушевской, В. М. Колтуна в настоящем сборнике.

Электронно-микроскопическое исследование проб взвеси было выполнено З. Н. Горбуновой.

Разработка методики изучения кремнезема во взвеси велась нами таким образом, чтобы все основные особенности вещественного и видового состава кремнистых остатков и зерен, их количество, степень сохранности и изменения были детально исследованы с постоянной возможностью взаимного контроля разными методами.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Разработанные методы сбора взвеси из вод морей и океанов длительное время (с 1950 г.) применялись в экспедициях Института океанологии АН СССР в дальневосточных морях, в Тихом и Индийском океанах, а также при работах в морской Антарктической экспедиции АН СССР на д/э «Обь» в Антарктике, в Атлантическом океане, в Красном, Средиземном, Северном и Балтийском морях. Массовый материал был собран также по взвеси Средиземного моря экспедициями Черноморской научно-экспериментальной станции на э/с «Академик Вавилов».

Сбор взвеси в этих экспедициях проводился одними и теми же методами, как и ее последующая обработка. В итоге многолетней работы накоплен громадный фактический материал, охватывающий практически все районы Мирового океана от Арктики до Антарктики, от поверхностного слоя вод до глубин в 8000—10 000 *м*. В настоящее время собрано более

20 000 фильтрационных проб и несколько сотен больших сепарационных проб взвеси.

Наиболее детальные исследования проведены на трансокеанских непрерывных разрезах — двух меридиональных через Индийский океан и двух таких же через Тихий. Таким образом, исследования охватили все климатические зоны Мирового океана и в особенности области современного кремненакопления. Все это позволяет считать, вполне достаточным собранный фактический материал, причем характер его открывает принципиально новые, ранее недоступные для литолога возможности исследования.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЗВЕШЕННОГО КРЕМНЕЗЕМА В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ МИРОВОГО ОКЕАНА И ЕГО ФОРМЫ

Аморфный кремнезем

Процентное содержание аморфного кремнезема во взвеси

Содержание взвешенного аморфного кремнезема (опала) в поверхностном слое вод Мирового океана (0—5 *м*) колеблется в очень широких пределах. На карте (рис. 1) минимальные значения составляют меньше 0,1 %, максимальные достигают 38,95 %. Для составления карты было использовано более 200 определений содержания аморфного кремнезема в сепарационных пробах взвеси. Каждое определение относится не к отдельной точке, а охватывает значительный отрезок, соответствующий длине пути судна во время непрерывного отбора пробы. Каждая такая проба является, таким образом, усредненной отбором, или интегральной пробой для значительного отрезка (от 200 до 1000 *км*).

К сожалению, некоторые участки Мирового океана еще не охвачены исследованиями, однако здесь в дополнение к сепарационным пробам, на основании химического анализа которых составлена карта, использованы частично также и фильтрационные пробы, гораздо более многочисленные. В конечном счете карта распространения аморфного кремнезема в процентном выражении от сухой взвеси получается достаточно обоснованной.

Основные данные приходятся на южное полушарие, где современное кремненакопление, как мы увидим ниже, идет особенно интенсивно. Сборы взвеси относятся к весенне-летнему сезону южного полушария.

Исходные цифровые значения для наиболее обеспеченного фактическим материалом Индийского океана опубликованы ранее (Лисицын, 1964).

В нескольких пробах были обнаружены содержания аморфного кремнезема от 30 до 35 %. По принятой классификации донных осадков (Страхов и др., 1954; Безруков и Лисицын, 1960) такая взвесь может быть отнесена к кремнистой, а при содержании $SiO_{2\,аморф}$ от 10 до 30 % — к слабокремнистой.

Из карты видно, что наибольшие концентрации аморфного кремнезема во взвеси приурочены к антарктической зоне южного полушария, где пояс взвеси с содержанием более 10 % аморфного SiO_2 охватывает весь земной шар. Более чем в 40 % собранных проб из наиболее изученной южной части Индийского океана содержание кремнезема оказалось от 10 до 30 % и более.

Таким образом, в поверхностном слое антарктических вод, к югу от зоны конвергенции (опускания вод), почти повсеместно распространена кремнистая взвесь. Только в непосредственной близости от берегов Антарктиды содержание взвешенного кремнезема местами снижается, что связано с распространением плавучих льдов, а также с особенностями

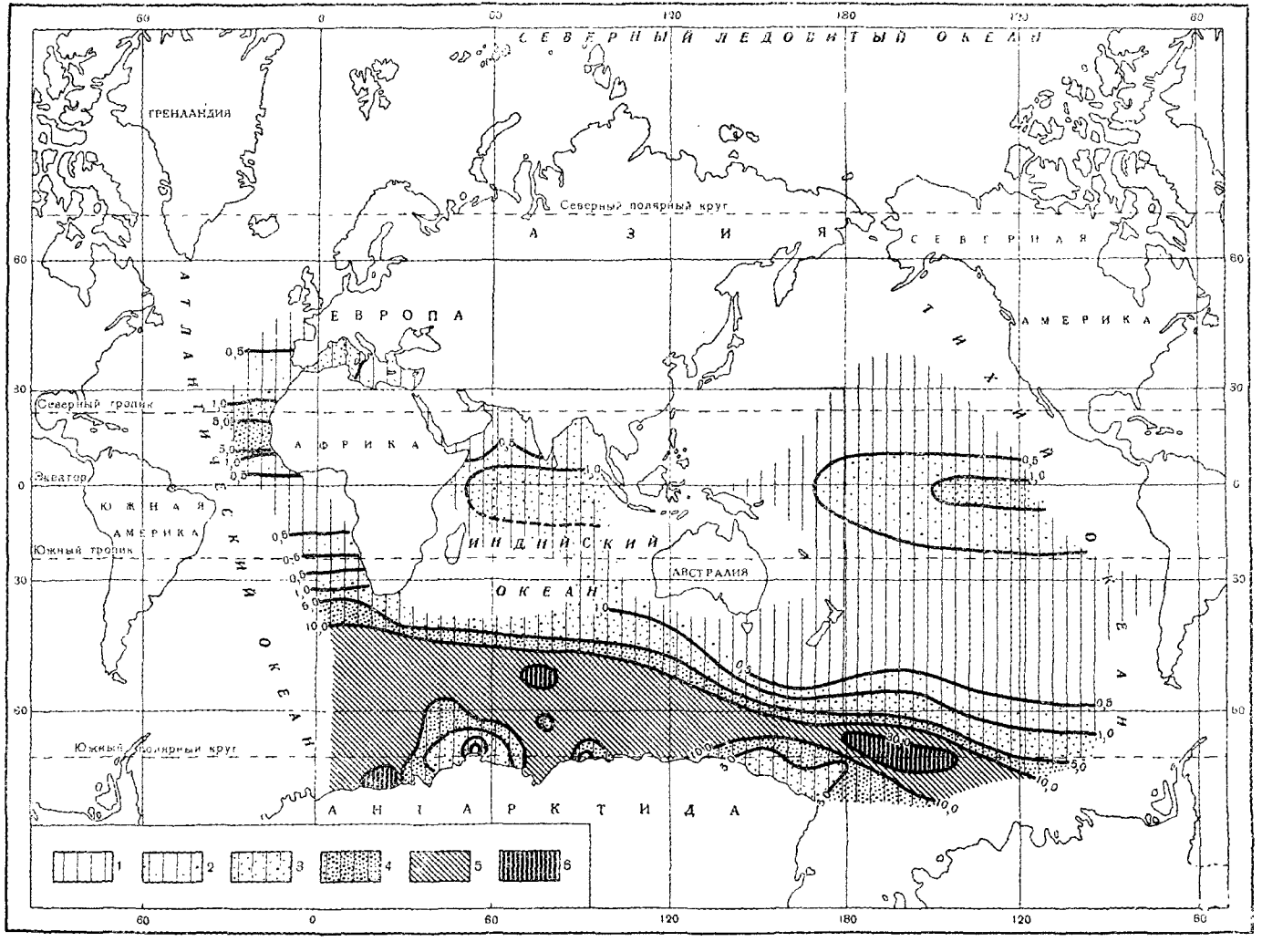


Рис. 1. Распределение аморфного кремнезема во взвеси из поверхностного слоя вод Мирового океана (сепарационные пробы, горизонт 0—5 *м*) (в % от сухого вещества взвеси)

1 — меньше 0,5; *2* — от 0,5 до 1; *3* — от 1 до 5; *4* — от 5 до 10; *5* — от 10 до 30; *6* — больше 30

сезона работ: вспышка летнего цветения взвеси здесь уже прошла и процесс концентрации кремнезема диатомовыми водорослями затухал.

Нигде больше в Мировом океане содержание кремнезема во взвеси из поверхностного слоя вод не достигает столь высоких значений, как в Антарктике.

В отдельных районах северного полушария взвесь содержит до 10% аморфного кремнезема и даже несколько выше (Берингово и Охотское моря), однако в открытом океане обычное содержание аморфного кремнезема во взвеси меньше 10%.

При сопоставлении всех значений, полученных для сепарационной взвеси, с полученными для проб на фильтрах в северном полушарии выявляется второй (после антарктического) пояс обогащения взвеси аморфным кремнеземом. Он протягивается в северной части Тихого океана, захватывая Берингово, Охотское и северную часть Японского моря.

В отличие от антарктического пояса, охватывающего весь земной шар, пояс обогащения в северном полушарии очень мал — он прослеживается лишь в северной части Тихого океана, в соответствующей зоне Атлантического океана отмечается лишь очень слабое повышение содержания аморфного кремнезема во взвеси, его здесь не более 5%.

Материки, разрывающие океаны в северном полушарии, препятствуют свободному обмену водами между ними и создают в каждом из них особые условия.

В Тихом океане пояс протягивается не широтно или почти широтно, как в южном полушарии, а с северо-востока на юго-запад. В северо-восточной части океана южная граница пояса находится примерно на 50° с. ш., в западной же части — на 40° с. ш., а отдельными пятнами и до 35° с. ш.

Громадные пространства Мирового океана между двумя поясами обогащения взвеси кремнистым материалом разделены водами, в которых взвесь почти не содержит аморфного кремнезема. Обычно в водах субтропической и тропической зон океана (аридные области) повсеместно содержание кремнезема во взвеси меньше 0,5%, а для большинства проб даже меньше 0,1% (следы).

Только в экваториальной зоне вновь выявляется четко выраженная зона обогащения — она протягивается в Тихом и Индийском океанах точно по экватору, а в Атлантическом смещена к северу. Максимальные содержания кремнезема во взвеси здесь намного ниже, чем в двух других поясах (1—2%), однако на фоне типичных для тропиков значений меньше 0,1% эта зона выделяется четко.

Анализ карты концентраций аморфного кремнезема во взвеси из поверхностного слоя вод с привлечением данных по мембранной ультрафильтрации позволяет сделать выводы относительно положения основных областей обогащения взвеси аморфным кремнеземом.

Наибольшие концентрации аморфного кремнезема обнаруживаются во взвеси из антарктической зоны. Антарктический пояс к тому же наиболее широкий, не имеет разрывов.

Второй пояс (прослеживающийся, к сожалению, только по данным мембранной ультрафильтрации, так как район не охвачен сепарационными пробами) протягивается в северной части Тихого океана. Концентрации аморфного кремнезема здесь намного ниже, в поясе имеются многочисленные разрывы. Он не прослеживается в Атлантическом океане, а северная часть Индийского располагается намного южнее его простирания.

Наконец, третий пояс накопления кремнезема во взвеси тянется по экватору. Концентрация кремнезема здесь намного ниже, чем даже в северо-тихоокеанском, в поясе имеются многочисленные разрывы.

Все три пояса имеют широтное или почти широтное простирание.

Содержание взвешенного кремнезема в пересчете на объем воды

Процентные содержания аморфного кремнезема во взвеси четко характеризуют состав взвешенного материала, выявляя районы обогащения взвеси кремнеземом. Однако, как было показано ранее (Лисицын, 1959, 1960, 1961), концентрация взвеси в поверхностном слое вод Мирового океана сильно меняется от места к месту — от сотых долей грамма до сотен и тысяч граммов на кубический метр воды. Чтобы определить роль взвешенного аморфного кремнезема в водной толще и иметь возможность сопоставить его с истинно растворенной формой, необходимо использовать другую характеристику—содержание взвешенного аморфного кремнезема в единице объема воды. Для получения этой характеристики используются данные о концентрации взвеси, изложенные в ряде работ (Лисицын, 1959, 1960), а также процентное содержание кремнезема во взвеси.

Полученные данные по содержанию взвешенного аморфного кремнезема в единице объема воды были сведены на карту (рис. 2). Важно заметить, что основные зоны обогащения взвеси кремнеземом (рис. 1) совпадают с зонами обогащения им воды, хотя, естественно, в деталях есть некоторые различия.

В самом деле, очень четко выделяется южный, антарктический пояс, где изолиния 10 *мкг/л* почти совпадает с изолинией 10% $SiO_{2\,аморф}$ на карте процентных концентраций. Экваториальный пояс четко прослеживается в Индийском и Атлантическом океанах. В Тихом океане он почти не выражен, что объясняется исключительно низкой концентрацией взвеси в водах центральной части океана. Кроме того, как мы видели, концентрация аморфного кремнезема во взвеси здесь также очень незначительна — в пределах 0,5—1% против 10—30% в южном поясе и 10% в северном.

Прямых определений концентраций взвешенного кремнезема в единице объема вод в северной части Тихого океана нет, но использование данных мембранной ультрафильтрации показывает, что они составляют меньше 10 *мкг/л*.

Содержания взвешенной аморфной кремнекислоты в поверхностных водах Мирового океана крайне различны — от 0,13 до 1086 *мкг/л*.

Сопоставление взвешенного аморфного и истинно растворенного кремнезема

Как известно, максимальное содержание растворенного кремнезема в поверхностных водах отмечено в Беринговом море, где оно составляет 20 000—27 000 *мкг/л*. В зоне максимального обогащения вод кремнеземом в антарктическом поясе кремненакопления содержание его определено в 20—60 *мг-ат/л* (Богоявленский, 1959; Иваненков, Губин, 1960), среднее значение — около 40 *мг-ат/л*. При пересчете в сопоставимые единицы это дает 1200—3600 *мкг/л* при среднем значении около 2400 *мкг/л*. Если сопоставить максимальное известное в Мировом океане содержание растворенного и взвешенного кремнезема, то оказывается, что количество растворенной формы кремнезема превышает взвешенную его часть в 20—25 раз, а местами и более.

Для антарктического пояса кремненакопления, там, где содержались максимальные количества взвешенного кремнезема, его растворенная часть все же превышает взвешенную в 3—4 раза. Обычно же содержание взвешенной кремнекислоты в 5—50 раз меньше, чем растворенной. Этот вывод имеет весьма существенное значение. Получается, что даже в местах наибольшего содержания аморфного кремнезема в поверхностном слое, где организмы, обладающие кремниевой функцией, еще не успевают распадаться, резко преобладает растворенная кремнекислота. Организмы

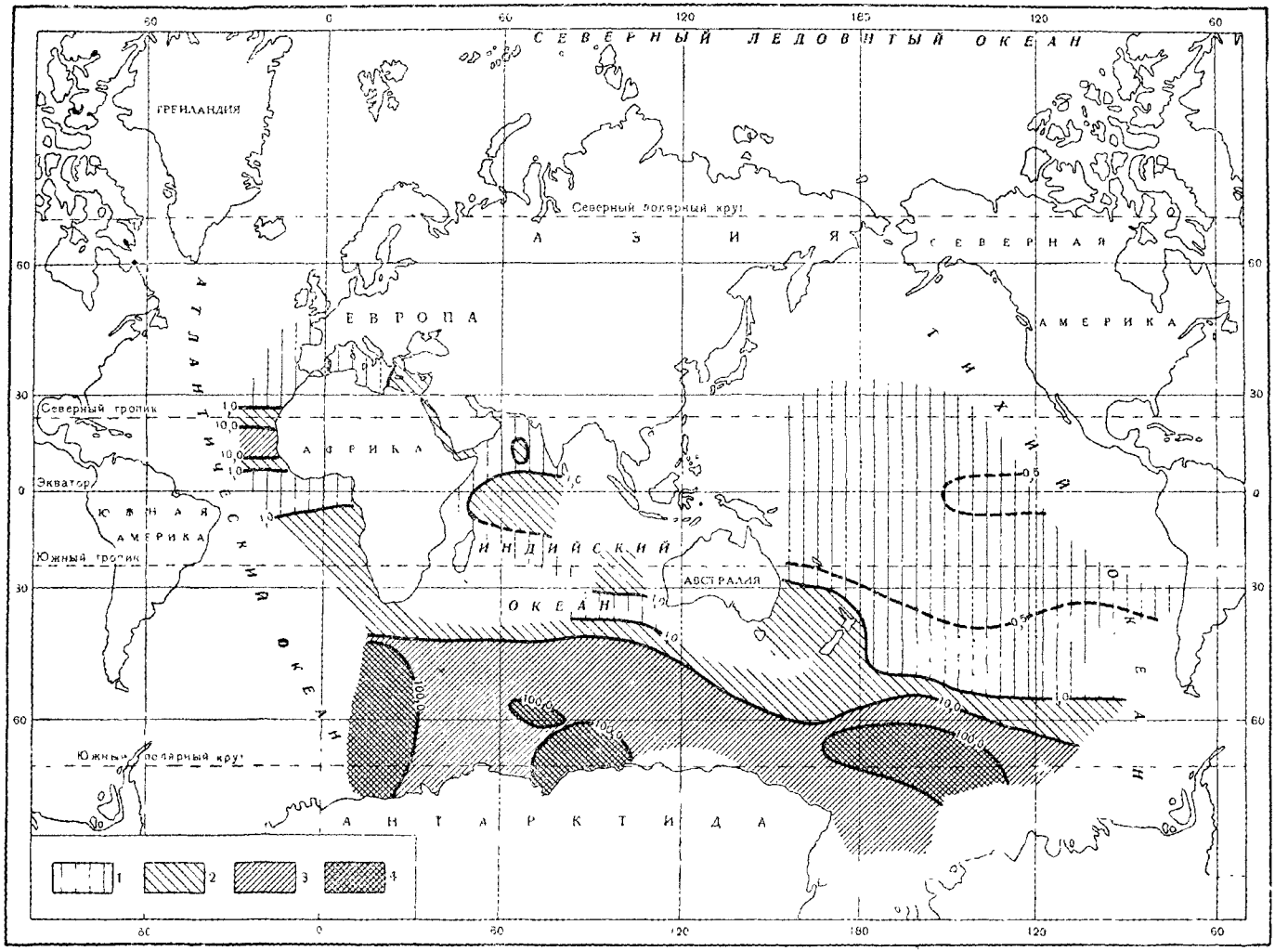


Рис. 2. Распределение аморфного кремнезема во взвеси из поверхностного слоя вод Мирового океана (сепарационные пробы, горизонт 0—5 *м*) в пересчете на *мкг/л*

1 — меньше 1; *2* — от 1 до 10; *3* — от 10 до 100; *4* — больше 100

переводят во взвешенную форму лишь незначительную часть всей кремнекислоты, имеющейся в океанских водах. Растворенный кремнезем нигде в Мировом океане не используется фитопланктоном полностью, повсюду сохраняются большие его количества, не используемые фитопланктоном.

В антарктической зоне В. Д. Чумаков (1961) в одних и тех же пробах с поверхности и на вертикальных разрезах определял долю взвешенного и растворенного кремнезема в океанской воде. По его определениям, выполненным во время 3-го рейса Морской антарктической экспедиции, содержание взвешенного кремнезема в поверхностном слое в 10 раз меньше, чем растворенного. В глубинных слоях вод Тихого океана эта разница еще больше.

Все приведенные данные показывают, что подавляющая часть кремнезема даже в поверхностных водах Мирового океана, где особенно развита органическая жизнь, находится в растворенной форме, истинном растворе.

К таким же выводам пришел и Я. К. Гололобов (Бруевич, 1953), изучавший воды вне зон современного кремненакопления — Азовское, Черное и Каспийское моря. Следует заметить, что данные Гололобова о довольно высоком содержании в водах коллоидальной кремнекислоты представляются в свете новых материалов сомнительными. Тем не менее, совершенно четко видно, что и здесь так же, как в зонах активного кремненакопления, содержание растворенного кремнезема больше, чем взвешенного в 6—10 раз и более.

Генезис аморфного кремнезема во взвеси

Детальное микроскопическое исследование огромного количества проб, просмотр препаратов взвеси под электронным микроскопом позволили установить, что весь аморфный кремнезем, находящийся во взвеси, исключительно биогенный. Никаких иных его форм, которые позволили бы предположить хемогенное осаждение или поступление из вулканических очагов или каких-либо других источников, не обнаружено. Это и естественно, если учесть огромное недосыщение вод океанов и морей кремнеземом.

Среди остатков организмов главное, доминирующее значение почти повсеместно имеют диатомовые водоросли. Это основные организмы с кремниевой функцией, определяющие накопление подавляющей части кремнезема в осадках. Интересно отметить, что эти же водоросли являются и основным первоисточником органического вещества в морях и океанах.

Наибольшие количества диатомовых встречаются во взвеси из Антарктики — здесь настоящее царство диатомовых. В меньших количествах они обнаружены в северной части Тихого океана, в пределах северного кремниевого пояса, а также в узкой экваториальной полосе. Можно без преувеличения сказать, что картина распределения аморфного кремнезема во взвеси из поверхностного слоя вод в Мировом океане практически повсеместно обусловлена распределением диатомовых водорослей. Это наиболее массовые организмы, обитающие в верхнем слое вод, в зоне фотосинтеза. В тропических водах диатомовых становится очень мало и они сменяются перидиниевыми водорослями, имеющими в составе оболочки лишь очень незначительное количество кремнезема. Только в узкой экваториальной полосе вновь пышно развиваются диатомовые, и это, как мы видели, сразу же находит отражение в количественном распределении аморфного кремнезема во взвеси. Как мы увидим дальше, диатомовые из антарктической, северной и экваториальной зон резко отличаются друг от друга по размерам, толщине и прочности панциря, образуя различные строго определенные видовые комплексы.

Содержание основных элементов и соединений в планктоне (Виноградов, 1935, 1936, Красного и Средиземного

Элементы и соединения	Взвесь						Фитопланктон; в процентах от сухого вещества		
	мг/л			в процентах от сухого вещества			диатомовые водоросли		
	максимальное	минимальное	среднее	максимальное	минимальное	среднее	максимальное	минимальное	среднее
$SiO_{2аморф}$	1,09	0,0001	0,13	38,95	0,39	11,45	77,0	19,7	43,0
$CaCO_3$	0,038	0,000	0,003	8,03	0,00	1,28	5,0	1,0	3,0
$C_{орг}$	0,39	0,001	0,07	18,84	0,00	8,67	25,27	11,0*[2]	18,68*[4]
P	0,009	0,000	0,003	0,82	0,08	0,30	1,1	0,51*[3]	0,8
Mn	0,002	0,000	0,00003	0,05	0,00	0,004	—	—	0,005
Fe	0,15	0,002	0,018	19,55	0,50	3,14	3,14	1,3	2,14
TiO_2	0,002	0,000	0,0001	0,91	0,00	0,03	0,052*[1]	0,0021*[1]	0,026*[1]

*[1] По Дж. Грилу и Р. Робинсону (по Виноградову).
*[2] Для разных видов.
*[3] В оригинале в процентах от золы; пересчет сделан исходя из содержания золы в сухом остатке, равном 50%.
*[4] По А. П. Виноградову среднее значение 16,84%.
*[5] По А. П. Виноградову среднее значение 32,71%.
*[6] Общее.
*[7] В оригинале (Виноградов, 1935, 1936, 1938, 1944) даны проценты от живого вещества. Пересчет сделан исходя из среднего содержания живого вещества 85%.
*[8] В оригинале (Виноградов, 1935, 1936, 1938, 1944) 10^{-4}% от золы. Пересчет сделан исходя из содержания золы 15%.

Повсеместно во взвеси в виде небольшой примеси встречаются силикофлагелляты — кремниевые жгутиковые водоросли. Они нигде не становятся доминирующими, нигде не определяют картину распределения аморфного кремнезема, и их роль в накоплении кремнезема в сравнении с диатомовыми водорослями ничтожна.

На втором месте по распространению после диатомовых стоят радиолярии, но это уже организмы зоопланктона, обитающие в основном в подповерхностных водах, преимущественно на глубине 100—500 *м*. В пробы взвеси из поверхностного слоя вод они попадают лишь в небольшом количестве и даже в экваториальной зоне ни в коей мере не могут конкурировать с диатомовыми.

Содержание кремнезема в планктонных организмах, в диатомовых и перидиниевых водорослях, а также в наиболее распространенных организмах зоопланктона (рачки-копеподы и фораминиферы) в сопоставлении с взвесью приведено в табл. 1. Здесь же показано содержание и других наиболее важных компонентов взвеси и планктона.

Понятно, что взвесь из разных частей Мирового океана отличается по содержанию аморфного кремнезема и ряда других компонентов, поэтому средние величины и предел разброса значений, указанные в табл. 1, могут быть не очень показательными. Для выяснения средних содержаний основных компонентов взвеси и связи ее с климатической зональностью дается табл. 2. Диатомовая взвесь получена из антарктической зоны (данные по 50 пробам), фораминиферово-перидиниевая — из тропической (южная и северная аридные и умеренные). Взвесь с сине-зелеными водорослями собрана в Красном море; она типична для аридных водоемов с большой соленостью и высокой температурой вод. Наконец, взвесь из Средиземного моря собрана на границе аридной и субтропической зон Средиземноморья.

Из сопоставления среднего содержания аморфного кремнезема с пределами колебаний видно, что чистые диатомовые содержат намного больше

Таблица 1

1938, 1944) и во взвеси из поверхностного слоя вод Антарктики, Индийского океана, морей (по анализам 68 проб)

Зоопланктон, в процентах от сухого вещества								
перидиниевые водоросли			фораминиферы			копеподы		
максимальное	минимальное	среднее	максимальное	минимальное	среднее	максимальное	минимальное	среднее
6,4	3,0	4,5	8,89*[6]	0,11	1,26	0,044	0,018	0,025*[7]
2,7	1,75	2,2	93,14	77,02	88,95	1,1	0,12	0,6*[7]
40,2	22,0	33,49*[5]	—	—	—	47,71	42,09	45,52
0,58	0,56	0,57	—	—	—	1,22	0,98	1,1
—	—	—	0,20	0,01	0,02	—	—	0,0006*[8]
1,33	0,93	1,0	2,79	Следы	0,98	0,014	0,08	0,012*[7]
—	—	—	0,09	0,05	0,07	Спектрально обнаружен		

аморфного кремнезема, чем взвесь. Это сохраняет силу даже для антарктической зоны, где они достигают наибольшего расцвета. В аридных и умеренных зонах с фораминиферово-перидиниевой взвесью содержание аморфного кремнезема близко к его содержанию в перидиниевых водорослях и в фораминиферах (срав. табл. 1 и 2).

В диатомовой зоне Антарктики фактическое содержание аморфного кремнезема во взвеси в 2—4 раза ниже, чем для чистых диатомовых водорослей (по средним и максимальным значениям). Это ясно указывает на то, что концентрация кремнезема во взвеси зависит не только от его содержания в диатомовых водорослях, но и от степени его разбавления иным, недиатомовым материалом. В поясах кремнистой взвеси южного и северного полушарий таким разбавляющим материалом является терригенный, а в экваториальной зоне — также и биогенный карбонатный.

С количественными определениями роли разбавления в разных частях Мирового океана мы встретимся ниже. Сейчас важно подчеркнуть, что концентрация аморфного кремнезема во взвеси с поверхности определяется соотношением двух основных факторов — количеством диатомовых водорослей и разбавлением биогенного кремнистого вещества терригенным и карбонатным материалом.

Закономерности количественного распределения диатомовых во взвеси и в донных осадках подробно рассмотрены в статье О. Г. Козловой и В. В. Мухиной в настоящем сборнике.

Для нас сейчас важны лишь самые главные особенности количественного распределения и характер комплексов диатомовых во взвеси с поверхности океана.

Первое, на что следует обратить внимание при изучении распределения диатомовых водорослей,— это большое различие их комплексов в разных районах. При этом четко выделяются водоросли океанического комплекса, имеющие более толстые и прочные панцири сравнительно с водорослями нерритического комплекса. Таким образом, не только количество клеток диатомовых, но и их видовой состав, а через него — размеры и толщина панцирей определяют реальное содержание аморфного кремнезема во взвеси из поверхностных вод.

Для нерритического комплекса антарктического пояса кремнистой взвеси, который располагается к югу от линии антарктической дивергенции

Таблица 2

Содержание различных химических элементов и соединений во взвеси по основным типам биогенных остатков

Элементы и соединения	Диатомовая взвесь					
	%			мг/л		
	число проб	пределы колебаний	среднее	число проб	пределы колебаний	среднее
$SiO_{2аморф}$	50	1,39—38,95	14,89	50	0,0042—1,0863	0,1674
$CaCO_3$	50	0—8,03	0,55	50	0—0,0016	0,002
$C_{орг}$	50	1,41—18,84	8,03	50	0,003—0,389	0,086
P	46	0,08—0,82	0,31	46	0,0007—0,0087	0,003
Mn	49	0—0,031	0,004	49	0—0,0003	0,00003
Fe	49	0,49—9,22	2,32	49	0,004—0,15	0,02
TiO_2	49	0—0,08	0,01	49	0—0,0006	0,00008
	Перидиниево-фораминиферовая взвесь					
$SiO_{2аморф}$	13	0,39—11,74	2,19	11	0,0006—0,1106	0,016
$CaCO_3$	13	0—6.91	2,97	11	0—0,038	0,008
$C_{орг}$	13	1,41—16,83	9,44	11	0,011—0,084	0,03
P	5	0,13—0,33	0,23	5	0,0004—0,0031	0,00016
Mn	11	0—0,008	0,0007	11	0—0,00001	0,000001
Fe	10	1,50—19,55	6,58	9	0,003—0,05	0,015
TiO_2	10	следы (0,13)	0,034	9	Незначительные следы (0,0004)	0,00007
	Взвесь Средиземного моря					
$SiO_{2аморф}$	4	0,49—1,66	1,07	4	0,0004—0,0017	0,001
$CaCO_3$	4	2,50—5,05	4,07	4	0,002—0,009	0,005
$C_{орг}$	4	7,77—17,04	12,85	4	0,001—0,015	0,013

Элементы и соединения	Взвесь с синезелеными водорослями (Красное море)			
	%		мг/л	
	число проб	значение	число проб	значение
	1	1,54	1	0,0015
$CaCO_3$	1	5,66	1	0,006
$C_{орг}$	1	14,04	1	0,014

(подъема вод), О. Г. Козлова (1961) приводит следующий характерный набор видов и примерное число клеток *Fragilariopsis curta* Hust. (307 млн. кл./м³), *Fr. rombica* (O. M.) Hust. (63 млн. кл./м³), *Thalassiothrix antarctica* (Cl. et Grun.) (62 млн. кл./м³), *Amphiprora kjelmanii kariana* (47 млн. кл./м³).

В области максимального содержания аморфного кремнезема во взвеси из Антарктики от зоны дивергенции до зоны конвергенции, т. е. над диатомовыми илами, доминируют уже другие, более толстостенные океанические

виды диатомовых: *Fragilariopsis antarctica* Hust. (36 млн. кл./$м^3$), *Nitzschia barkleyi* Hust. (33 млн. кл./$м^3$), *Thalassiosira gracilis* Hust. (17 млн. кл./$м^3$), *Dactylosolen antarctica* Castr. (3—4 млн. кл./$м^3$).

В умеренных и тропических водах (умеренные и аридные зоны северного и южного полушарий) наиболее обычны: *Coscinodiscus nodulifer* A. S., *Rhizosolenia bergonii* H. Per., *Nitzschia marina* Grun., *Hemidiscus cuneiformis* Wall., *Asteromphalus imbricatus* Wall., *Thalassiosira decipiens* Jorg., *Rhizosolenia stiliformis* Bright и др. Для экваториальной зоны повышенного содержания кремнезема во взвеси указываются: *Ethmodiscus rex*, *Actinocyclus ellipticus*, *Coscinodiscus africanus*, *Asteromphalus imbricatus*, *Triceratium cinnamomeum* и др. Наконец, для северо-тихоокеанского пояса кремнистой взвеси типичны *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *C. curvatulus* Grun., *Actinocyclus divisus* Kiss, *Rhizosolenia hebetata* Grun., *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun. и др.

Из сопоставления особенностей количественного распределения клеток диатомовых во взвеси из поверхностных вод (см. рис. 2 и 3 в работе Козловой и Мухиной) с количественным распределением аморфного кремнезема во взвеси (в % к сухой взвеси и в *мкг/л*) следует, что прямой аналогии между этими данными вопреки ожиданиям нет, хотя общее сходство несомненно.

В диатомовом поясе южного полушария содержание клеток диатомовых водорослей оказалось от 1 до 600 млн. на 1 *г* взвеси или от 1 млн. до 1 млрд. в 1 $м^3$ воды. Области высокой численности клеток диатомовых в одном кубическом метре воды совпадают в общем с участками высокой концентрации взвеси и высокого содержания кремнезема (в пересчете на 1 *л* воды). Выделяются сходные области максимумов и минимумов, но при этом есть и довольно заметные отличия, о причинах которых будет сказано ниже.

Из сопоставления этих схем можно видеть, что аморфный кремнезем во взвеси в общем довольно хороший индикатор количественного распределения диатомовых в поверхностных водах.

Интересно сопоставить распределение аморфного кремнезема, количество диатомовых и схему распределения хлорофилла «а» во взвеси из поверхностных вод. Как известно, хлорофилл «а» является одним из важнейших пигментов, присущих живым диатомовым водорослям, по его концентрации можно определить количество живых водорослей, продукцию фитопланктона. После отмирания диатомовых хлорофилл «а» очень быстро разрушается, возникают дериваты пигмента. Схема распределения хлорофилла «а» во взвеси из южной части Индийского океана опубликована В. М. Кутюриным и А. П. Лисицыным (1961—1962). Она очень похожа на схему распределения аморфного кремнезема и содержания клеток диатомовых в 1 $м^3$ воды. Это дает возможность считать, что значительная, а может быть, и подавляющая часть клеток диатомовых водорослей в период работ экспедиции в южной части Индийского океана была в живом виде, что очень важно, поскольку трудно без специального исследования установить долю живых клеток в фитопланктоне.

С. В. Горюнова (1958) в северо-западной части Тихого океана при помощи люминесцентного метода обнаружила, что даже в поверхностных слоях фитопланктон содержит от 20 до 50% мертвых клеток, а на глубине 25—50 *м* — 30—70%. Судя по совпадению числа клеток диатомовых с содержанием аморфного кремнезема и хлорофилла «а» во взвеси, можно сделать вывод, что в момент сбора взвеси из слоя в 5—7 *м* не менее 50—70% клеток диатомовых были живыми.

Этот вывод имеет весьма существенное значение для дальнейшего рассмотрения и других органических компонентов взвеси ($C_{орг}$, Fe, P), так как из него следует, что данные, полученные для взвеси (и в частности, по содержанию $SiO_{2аморф}$), в основном соответствуют прижизненному состоянию фитопланктона и еще не изменены процессами распада.

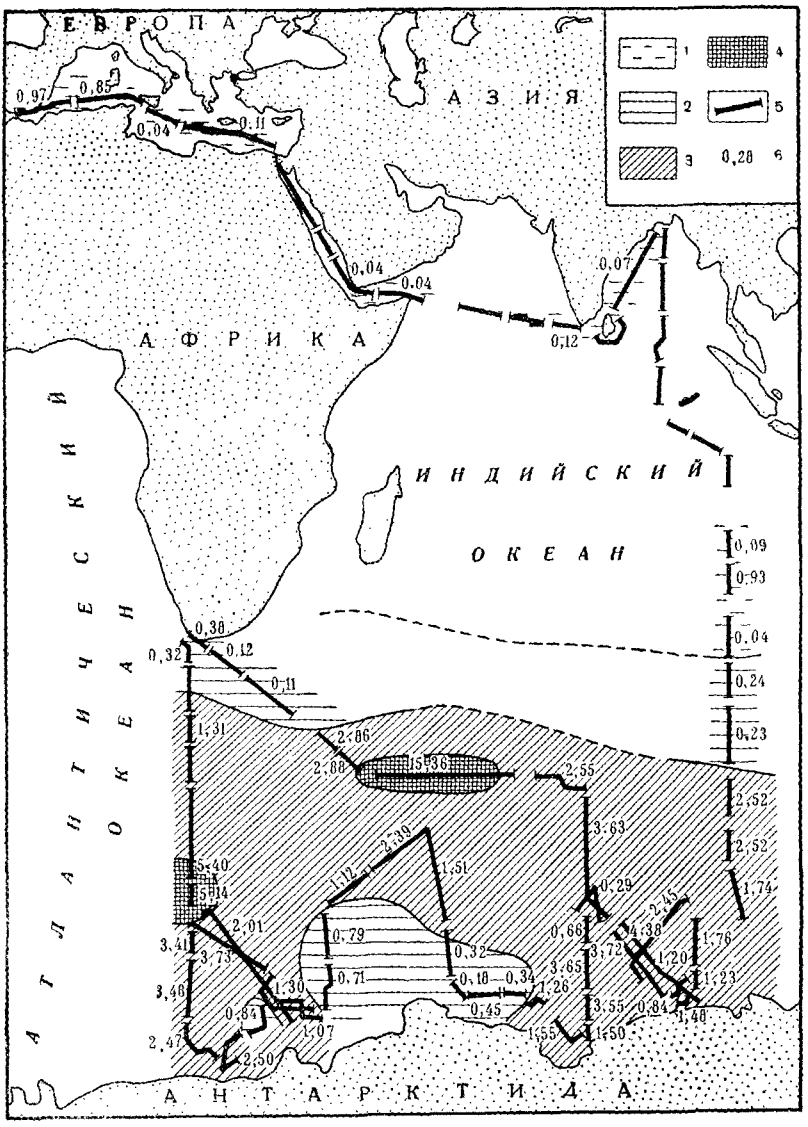


Рис. 3. Характерное отношение аморфный кремнезем/углерод во взвеси из поверхностного слоя вод Индийского океана

1 — меньше 0,2; *2* — от 0,2 до 1; *3* — от 1 до 5; *4* — больше 5; *5* — участки получения проб; *6* — фактическое значение отношения в пробах

Содержание аморфного кремнезема в диатомовых водорослях (в процентах от сухого вещества), по данным А. П. Виноградова (1935—1944), колеблется от 19,7 до 77% (см. табл. 1). Оно в значительной степени зависит от толщины створок водорослей: по данным Дж. Уэлса (Wailes, 1929), в панцирях распространенного в антарктических водах *Chaetoceros* содержится до 40% кремнезема, а в панцирях крупных толстостворчатых *Coscinodiscus* — до 75% (от сухого веса водорослей). Пресноводная *Melosira baicalensis* из оз. Байкал содержит 46,8% $SiO_{2аморф}$ (Вотинцев, 1953). Кроме того, размеры диатомовых водорослей крайне различны, и, следовательно, количество кремнекислоты, приходящейся на одну створку, зависит от размеров и толщины створки. Это затрудняет прямое использование

данных по содержанию аморфного кремнезема во взвеси для пересчета на число створок диатомовых, содержащихся в 1 *г* взвеси или 1 $м^3$ воды, без знания размеров водорослей и содержания $SiO_{2\,аморф}$ в каждой клетке, хотя общее соответствие здесь, как мы уже видели, отмечается. Данные о комплексах диатомовых во всех пробах уже получены; нужные подсчеты могут быть выполнены.

Сопоставление количества диатомовых водорослей во взвеси с содержанием аморфного кремнезема может быть уточнено, если ввести показатель кремнистости диатомовых — $SiO_{2\,аморф}/C_{орг}$. У живых морских диатомовых кремнистость колеблется в сравнительно узких интервалах — от 0,8 до 7, составляя в среднем 2,3.

Показатели кремнистости диатомовых Индийского океана приведены в табл. 3 и 4 и на рис. 3, 4. Из их рассмотрения видно, что кремнезем-углеродное отношение для поверхностного слоя вод Индийского океана изменяется от 0,04—0,2 в центральной и в северной его частях до 5—5,5 — в Аденском заливе и Средиземном море, а также южнее зоны антарктической конвергенции. Наиболее распространена взвесь, в которой на одну часть углерода приходится 1,5—3 части $SiO_{2аморф}$, т. е. отношение $SiO_{2аморф}/C_{орг}$ здесь такое же, как и в живых водорослях в области распространения диатомовых. В центральной и северной частях океана положение совершенно иное. Как показывает кремнезем-углеродное отношение, диатомовые здесь не играют в составе взвеси заметной роли. Интересно отметить, что при сравнении неритического и океанского комплексов диатомовых водорослей видно, что у последнего это отношение более высокое, т. е. океанские диатомовые более кремнисты, чем неритические.

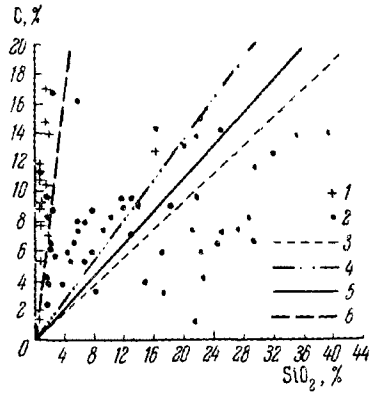


Рис. 4. Зависимость между содержанием аморфного кремнезема и органического углерода в пробах взвеси

1 — точки в зоне перидиниево-фораминиферовой взвеси; *2* — точки в зоне диатомовой взвеси; *3* — среднее арифметическое для диатомового планктона; *4* — среднее взвешенное для всех проб взвеси; *5* — среднее арифметическое для диатомовой взвеси; *6* — то же для перидиниево-фораминиферовой взвеси

Кремнезем-углеродное отношение растет по мере оседания взвеси, и в шельфовых осадках Антарктики, накапливающихся на глубине 200—500 *м*, оно достигает 10—20, а в океанских диатомовых илах, откладывающихся

Таблица 3

Соотношение основных биогенных компонентов в организмах планктона

Отношение	Фитопланктон				Зоопланктон			
	диатомовые водоросли		перидиниевые водоросли		фораминиферы		копеподы	
	предел колебаний	среднее	предел колебаний	среднее	предел колебаний	среднее	предел колебаний	среднее
SiO_2/C	7,08—0	2,3	—	—	—	—	—	—
$SiO_2/CaCO_3$	4—77	14,3	—	1,7	0,001—0,1	0,014	—	0,04
SiO_2/P	20—150	53	—	—	—	—	—	—
SiO_2/Mn	—	8600	—	—	—	63	—	42
SiO_2/TiO_2	—	1654	—	—	—	18	—	—

на глубине 4000—5000 *м*,— даже 100—600. Это позволяет сопоставить скорость разложения органического вещества и кремнезема при опускании створок диатомовых на разные глубины. В интервале глубин 0—500 *м* органическое вещество диатомовых (в среднем для всех антарктических

Таблица 4

Средневзвешенные соотношения основных компонентов во взвеси Индийского океана

Отношение	По всем пробам (68 проб)	Для диатомовой взвеси (50 проб)	Для перидиниево-фораминиферовой взвеси (13 проб)
SiO_2/C	1,3	1,85	0,23
$SiO_2/CaCO_3$	8,95	27,07	0,74
SiO_2/P	38,17	48,03	9,5
SiO_2/Mn	2863	3723,5	3129
SiO_2/TiO_2	381,7	1489,8	64

видов) растворяется и минерализуется в 3—7, а в интервале 500—5000 *м* — в 7—60 раз быстрее кремнезема. В результате на дне, в области распространения диатомовых океанских илов, на единицу аморфного кремнезема приходится всего лишь $^1/_{30}$, а в ряде мест — даже $^1/_{400}$ часть исходного органического углерода.

Действительная потеря органического вещества при оседании взвеси еще больше, так как (мы увидим это ниже) и аморфный кремнезем в толще

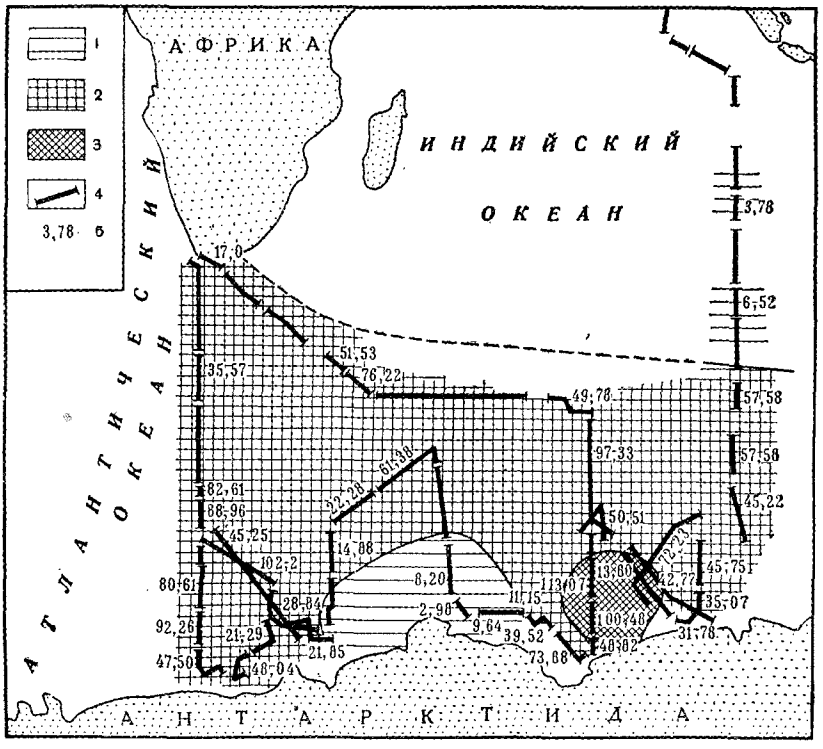


Рис. 5. Характерное отношение аморфный кремнезем/фосфор во взвеси

1 — меньше 10; *2* — от 10 до 100; *3* — больше 100; *4* — участки получения проб; *5* — фактическое значение отношения в пробах

вод растворяется очень быстро, сохраняя лишь $^1/_{10}$—$^1/_{100}$ часть от исходного.

Кремнезем-фосфорное отношение ($SiO_{2аморф}/P$) во взвеси из Антарктики в обширной области южнее зоны конвергенции (см. табл. 4, рис. 5, 6) колеблется от 10 до 100. У диатомовых водорослей кремнезем-фосфорное отношение в среднем равно 53 (см. табл. 3) с колебаниями от 20 до 150. У пресноводной диатомовой водоросли *Melosira baicalensis*, по определениям К. К. Вотинцева (1953), оно равно в верхних слоях воды 111. Из табл. 4 видно, что основная часть взвеси из южной части Индийского океана имеет такое же кремнезем-фосфорное отношение, что и диатомовые водоросли; вне зоны распространения диатомовых оно резко меняется. Еще более четко эта связь видна из графика (см. рис. 6).

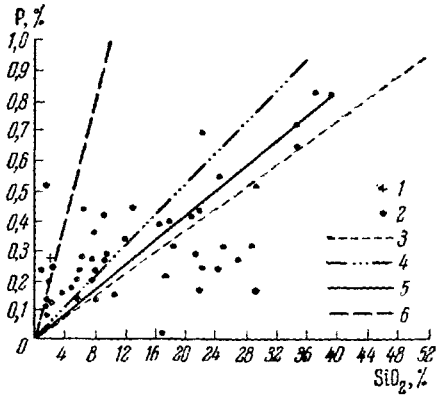


Рис. 6. Зависимость между содержанием аморфного кремнезема и фосфора в пробах взвеси

1 — точки в зоне перидиниево-фораминиферовой взвеси; *2* — точки в зоне диатомовой взвеси; *3* — среднее арифметическое для диатомового планктона; *4* — среднее взвешенное для всех проб взвеси; *5* — среднее арифметическое для диатомовой взвеси; *6* — то же для перидиниево-фораминиферовой взвеси

Выше были приведены некоторые данные об относительной сохранности аморфного кремнезема и органического углерода по мере осаждения взвеси с поверхности на дно океана. Количественная оценка этого имеет важное принципиальное значение не только в связи с изучением закономерностей накопления и распределения кремнистых донных осадков, но также и в связи с тем, что диатомовые водоросли, составляющие очень значительную часть взвеси, при своем осаждении на дно несут не только такие обычные биогенные компоненты, как аморфная кремнекислота, фосфор, органический углерод, но и целый ряд металлов, необходимых для жизнедеятельности водорослей или сорбированных на поверхности панцирей.

Имеется и еще одна возможность определения генезиса аморфного кремнезема путем использования данных по биомассам — содержанию диатомовых в единице объема воды, выраженному в весовых единицах. Такие сопоставления были выполнены для южных частей Индийского и Тихого океанов, а также для северной части Тихого океана. Оказалось, что картина распределения биомасс диатомового фитопланктона очень близка к картине распределения аморфного кремнезема во взвеси.

Сходные результаты дает сопоставление содержания кремнезема во взвеси с еще одним важным биологическим показателем — первичной продукцией: наиболее продуктивные участки Мирового океана совпадают с кремнистыми поясами.

Наконец, важные данные для выявления динамики взвешенного кремнезема дают длительные наблюдения за его содержанием во взвеси и в истинных растворах в одной и той же точке в разные сезоны. Как и следовало ожидать, в связи с сезонным ходом развития морской растительности — фитопланктона — содержание взвешенного кремнезема также сезонно.

Наши наблюдения в Беринговом море (Лисицын, 1961), выполненные весной, летом, осенью и в начале зимы, показали, что количество взвешенного кремнезема меняется на протяжении года в соответствии с количеством диатомового фитопланктона. Здесь наблюдается весеннее «цветение»

фитопланктона, затем значительное снижение его содержания летом и новая вспышка осенью перед появлением льдов. Аналогично меняются и концентрации взвешенного кремнезема.

Таким образом, и микроскопические исследования взвеси, и данные биологических исследований убедительно показывают, что основной процент взвешенного кремнезема в поверхностных водах Мирового океана дают диатомовые водоросли.

Другие кремнийконцентрирующие водоросли—силикофлагелляты—содержатся в морской воде в значительно меньших количествах, нежели диатомеи. В субполярных тихоокеанских водах северного и южного полушарий численность их составляет примерно 1000—4000 кл/$м^3$. В умеренных и тропических водах содержание силикофлагеллят очень незначительно или они совсем отсутствуют. Однако в зоне экваториальной дивергенции в отдельных местах их численность, как в диатомовых, увеличивается до нескольких тысяч клеток на 1 $м^3$.

Значительную роль в современном кремненакоплении играют концентрирующие SiO_2 организмы зоопланктона — радиолярии. По подсчетам М. Г. Петрушевской (статья в настоящем сборнике), в экваториальной части Тихого океана в верхнем 300-метровом слое радиолярии насчитываются тысячами экземпляров в кубометре. В приантарктических водах их количество составляет десятки — сотни экземпляров на 1 $м^3$. Вообще радиолярий в морской воде гораздо меньше, чем диатомовых водорослей.

Однако следует учитывать, что по величине радиолярии в десятки раз крупнее диатомей (обычный размер их 0,1—0,5 *мм* в поперечнике).

Перидинеи (род *Ceratium*), или динофлагелляты, в морях и океанах распространены очень широко. Вне диатомовой зоны — это основные организмы фитопланктона, особенно многочисленные в тропической зоне.

Клетки перидиней имеют довольно прочную оболочку, состоящую из пектина или целлюлозы у одних видов и из белкового вещества у других. Микрохимическими реакциями С. В. Горюнова и Ю. Г. Кабанова (1958) установили в наружной оболочке наличие солей кремниевых кислот. Отсюда ясно, что перидиниевые водоросли также принимают определенное участие в круговороте кремнезема.

Исследование донных осадков с точки зрения содержания в них перидиней показало, что их количества в океанских и морских отложениях повсеместно ничтожно малы и, таким образом, они лишь очищают верхние слои воды от кремнезема в зоне фотосинтеза, связывая его в нестойкие соединения своих панцирей. Затем после отмирания перидинеи вновь отдают кремнезем, но уже не в те воды, откуда он был извлечен, а в глубинные, обычно ниже слоя скачка плотности. Участие перидиниевых водорослей в кремненакоплении ничтожно, вся их деятельность — это по существу «холостой ход» для осадконакопления. Однако в древних отложениях встречается иногда заметное количество панцирей перидиниевых.

Для оценки доли участия трех основных групп кремнийконцентрирующих планктонных организмов во взвешенном аморфном кремнеземе мы провели их сопоставление по двум основным зонам Тихого океана — антарктической и тропической (табл. 5).

Для сопоставления весовых соотношений мы воспользовались данными М. Г. Петрушевской (статья в этом сборнике), согласно которым в 1 *мг* кремнезема содержится около 1000—3000 экземпляров тропических радиолярий. Наши пересчеты для определения весовых характеристик диатомовых водорослей из антарктической области показали, что в 1 *мг* содержится 3300—260 000 клеток. Один экземпляр радиолярии в среднем тяжелее одной клетки диатомовой водоросли в 50 раз. Таких данных нет для силикофлагеллят. Однако из анализа структуры и размеров их скелета

Таблица 5

Численность кремнийконцентрирующих организмов во взвеси различных областей Тихого океана

Группы организмов	Антарктическая		Тропическая	
	общая	% от общей	общая	% от общей
Диатомовые	6 767 256	99,44	8625	31,86—75,84
Радиолярии	десятки — сотни	—	несколько сот— 16 000	2,64—59,10
Силикофлагелляты . . .	38 100	0,56	2448	9,04—21,52

можно сделать заключение, что они по крайней мере в 5 раз легче диатомовых. Поэтому кремнийконцентрирующие планктонные морские организмы по весу можно расположить в таком порядке: силикофлагелляты : диатомовые : радиолярии = 1 : 5 : 250.

Отсюда можно подсчитать весовые соотношения кремнийконцентрирующих организмов в поверхностной взвеси из различных областей Тихого океана (табл. 6, вес.%).

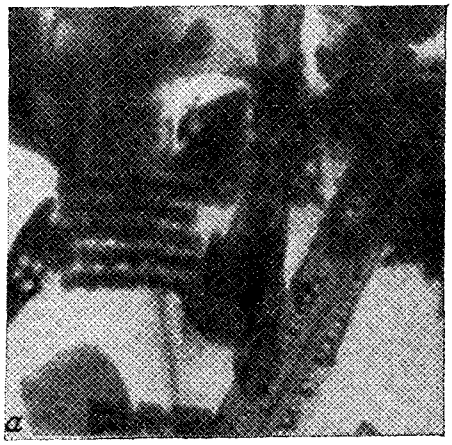
Таблица 6

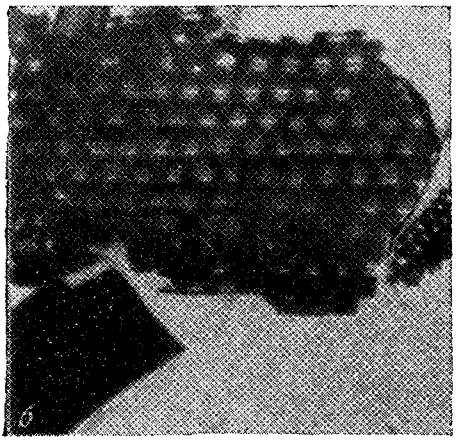
Кремнийконцентрирующие организмы	Антарктическая	Тропическая
Диатомовые	99,89	1,07—35,75
Радиолярии	—	62,22—98,89
Силикофлагелляты . . .	0,11	0,06— 2,03

Приведенный материал по численности кремнийконцентрирующих планктонных организмов относится к приповерхностным водам, где продуцируется основная масса аморфного кремнезема. Пищей для организмов зоопланктона, обладающих кремневыми панцирями, является фитопланктон. Поэтому зоны их массового развития совпадают с зонами развития фитопланктона, а по вертикали они также тяготеют к поверхностным горизонтам водной толщи. Радиолярии обитают и в глубинных горизонтах, но их количество там очень незначительно.

Остается еще ответить на вопрос о содержании аморфного кремнезема в наиболее тонких фракциях взвеси. Известно, что основная часть панцирей диатомовых водорослей и силикофлагеллят имеет размеры от 0,05 до 0,01 *мм*, радиолярии крупнее (>0,05 *мм*). Во взвеси же обычно основную часть составляет фракция меньше 0,01 *мм* (пелит). Гранулометрический анализ взвеси из разных частей Мирового океана показывает, что частицы крупнее 0,05 *мм* составляют не более 2—3% взвеси, а мелкоалевритовая фракция даже в антарктическом поясе кремнистой взвеси не превышает 30—35%. Основная же часть взвешенного материала — обычно около 70%, а в ряде мест до 80—90% — представлена частицами, имеющими размеры пелита (мельче 0,01 *мм*).

Гранулометрический анализ пелитовой фракции показал, что субколлоидный материал является здесь основным — его обычно содержится 30—50%, а в ряде мест и до 70—90% взвеси. Пофракционный химический анализ взвеси показал сильное обогащение пелитовой фракции аморфным кремнеземом. При изучении этой фракции под микроскопом оказалось,





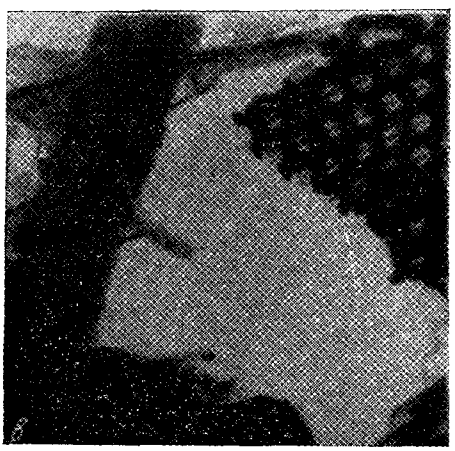


Рис. 7. Электронные микрофотографии взвеси из диатомовой зоны Южного океана. Фракция меньше 0,001 *мм*, увел. 12600 (фото З. Н. Горбуновой)

а — проба 36, неритический комплекс диатомовых; *б* — проба 30, океанский комплекс диатомовых; *в* — проба 12, неритический комплекс диатомовых

что в ее составе преобладают тончайшие обломки диатомовых водорослей. Еще более тонкий субколлоидный материал (фракция меньше 0,01 *мм*) изучался под электронным микроскопом (рис. 7). Просмотр большого количества препаратов позволил установить, что и в этой фракции широко распространены тончайшие хорошо определимые визуально обломки диатомовых водорослей. О наличии значительного количества $SiO_{2аморф}$ в этой фракции свидетельствуют результаты термического и рентгеноструктурного анализов.

Причины зональности кремненакопления во взвеси

Таким образом, во всех фракциях взвешенного материала — от крупноалевритовых до тонких субколлоидных — весь кремнезем биогенный, никакого другого источника аморфного кремнезема во взвеси из поверхностных вод не обнаружено.

Второй важный вывод, который следует из сказанного, заключается в том, что закономерности распространения и накопления кремнезема во взвеси из поверхностного слоя вод определяются в основном закономерностями распространения диатомовых водорослей, а местами и радиолярий, а также и их взаимоотношением с разбавляющим материалом.

Если коротко суммировать основные законы распространения диатомовых в водах Мирового океана, то можно указать на их тесную связь с зонами подъема вод.

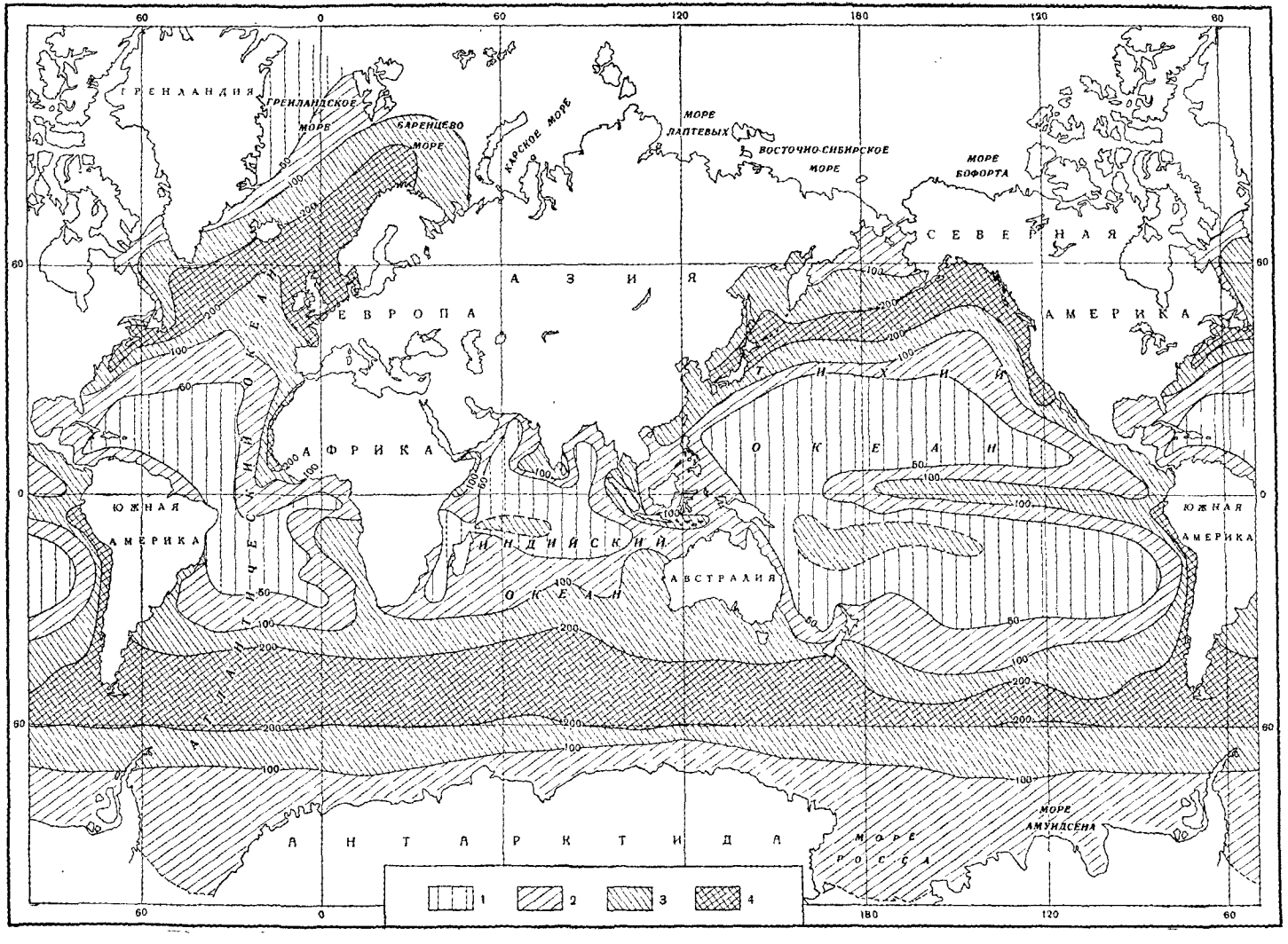


Рис. 8. Первичная продукция органического вещества в деятельном слое (0—100 *м*) вод Мирового океана (по Hessner, 1959) в *г* $C_{орг}/м^2/г/год$:

1 — меньше 50; *2* — от 50 до 100; *3* — от 100 до 200; *4* — больше 200

Массы диатомовых водорослей в поверхностном слое фотосинтеза (50—70 *м*) настолько велики и механизм биогенной экстракции кремнезема и других жизненно важных, биогенных, элементов такой мощный, что водоросли за очень короткое время — иногда за несколько дней успевают исчерпать весь запас питательных солей. После этого «цветение» диатомовых прекращается, а доступ новых порций питательных солей из обогащенных ими глубинных слоев ограничен слоем скачка плотности. Слой скачка надежно отрезает верхние 50—150 *м* водной толщи от всей остальной водной массы и только в определенные периоды (зимой) разрывается и дает возможность поступления в поверхностные воды новой порции биогенных элементов.

Именно поэтому тропические части океана представляют собой пустыню, хотя в глубинных водах здесь таятся колоссальные запасы питательных веществ для живых организмов.

Только в строго определенных местах Мирового океана существуют особые условия циркуляции — поступление глубинных вод к поверхности (дивергенция). Грубо говоря, существуют три основных глобальных зоны дивергенции: наиболее ярко выраженная антарктическая, дивергенция северного полушария (выраженная гораздо слабее, особенно в Атлантическом океане) и, наконец, экваториальная. Кроме этих основных планетарных зон имеются еще и местные области подъема вод у берегов материков (западное побережье Африки, Южной Америки, Австралии и др.).

Если сопоставить положение основных зон подъема вод, которыми обеспечивается подача все новых и новых запасов питательных солей к поверхности, с зонами пышного развития диатомовых и обогащения взвеси аморфным кремнеземом, то можно заметить очень близкое сходство. Подъемом глубинных вод определяется положение основных продуктивных зон Мирового океана, что хорошо иллюстрируется схемой первичной продукции фитопланктона, составленной Ф. Гесснером (1959) (рис. 8).

В Мировом океане имеется и еще одна важная планетарная граница, которая, в частности, определяет северную границу кремневого пояса южного полушария. Это зона конвергенции, или опускания, вод. Здесь антарктические воды, в которые подается много питательных веществ из глубин дивергенциями, уходят под безжизненные тропические и субтропические воды. Именно в зоне конвергенции отмечается резкий скачок температуры и солености и, что особенно важно, исключительно резкое снижение содержания основных биогенных элементов.

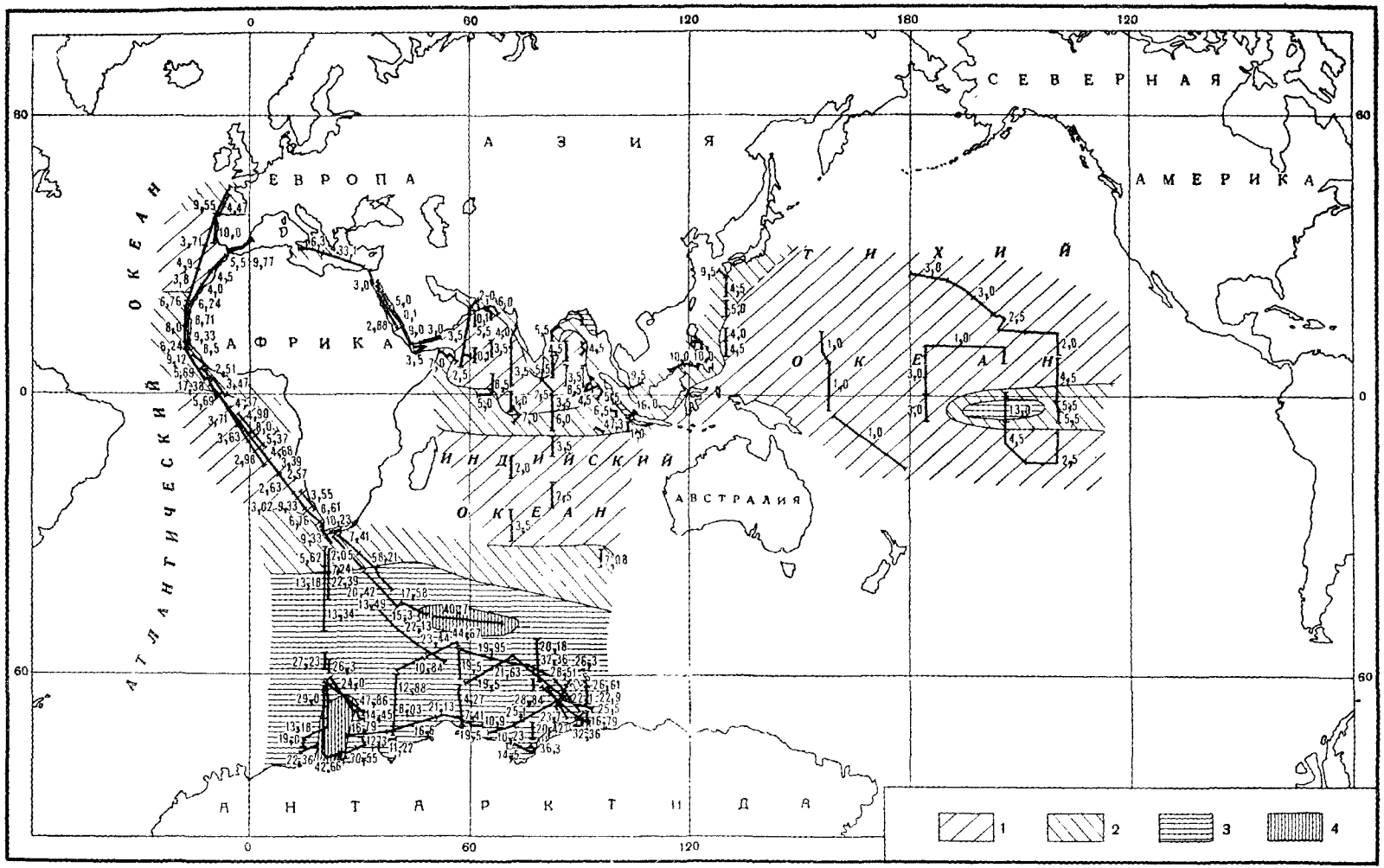
Таким образом, основные причины, определяющие зональность фитопланктона, положение районов богатого развития диатомовых и районов, где их почти нет, являются и основными причинами зональности аморфного кремнезема во взвеси.

Валовый кремнезем

Мы уже указывали, что содержание аморфного кремнезема во взвеси определяется двумя основными факторами — количеством диатомовых водорослей и количеством разбавляющего материала, не содержащего аморфной кремнекислоты. Одним из надежных индикаторов разбавляющего материала является содержание в нем кремнезема в кристаллической форме — силикатного и кварцевого.

Рис. 9. Распределение валового кремнезема во взвеси из поверхностного слоя вод Мирового океана (сепарационные пробы, горизонт 0—5 *м*) (в % от сухого вещества взвеси)

1 — меньше 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 30; *4* — больше 30


СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА
ЕВРОПА
АЗИЯ
АФРИКА
АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН
ТИХИЙ ОКЕАН
ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН
АВСТРАЛИЯ
АНТАРКТИДА
0
60
120
180
120
80
60
0
60
1
2
3
4

Химическим и квантометрическим анализами содержание валового кремнезема в пробах взвеси определяется надежно. Вместе с аморфным находится также силикатный кремнезем и кварц. Количество силикатного кремнезема может быть определено по разности $SiO_{2силик} = SiO_{2вал} - SiO_{2аморф}$.

Содержание валового кремнезема во взвеси поверхностного горизонта Мирового океана находится в пределах 0,3—47,86% от сухого вещества взвеси (рис. 9). Зона распространения высоких содержаний SiO_2 во взвеси широкой полосой протягивается вдоль берегов Антарктиды. Повышенные концентрации кремнезема отмечены также у побережий Европы, Азии и Африки.

В Тихом, Индийском и Атлантическом океанах они наблюдаются в экваториальной зоне.

В приантарктической зоне воды с высоким содержанием SiO_2 во взвеси (более 10%) простираются от самого побережья Антарктиды до 45—50° ю. ш. Их северной границей является зона антарктической конвергенции, совпадающая с изолинией 10%. В районе берега принцессы Ранхильды и Земли королевы Мэри, а также к северу от Земли Эндерби на 55° ю. ш. содержание SiO_2 во взвеси превышает 30%. Севернее зоны антарктической конвергенции оно быстро снижается до 5%, а за сороковыми широтами — ниже 5%. Вдоль материка Азии, а также атлантического побережья Европы и Африки протягивается узкий шлейф вод с содержанием кремнезема во взвеси более 5%, а в Бенгальском заливе в приустьевой зоне Ганга и Брамапутры, и у берегов Индонезийских островов — даже более 10%. Вдоль экватора в Тихом и Индийском океанах, а в Атлантическом океане несколько севернее протягивается узкий пояс вод с содержаниями кремнезема более 5%.

Сопоставление карт распределения валового и аморфного кремнезема во взвеси показывает, что в местах, где концентрация валового кремнезема в открытом океане больше 5%, это почти всегда обусловлено повышенным содержанием в нем аморфной разности. Таковы области обогащения в антарктическом, северо-тихоокеанском и экваториальном поясах высокого содержания аморфного кремнезема. Только у берегов преобладает силикатный кремнезем, поскольку при высоких содержаниях валового кремнезема здесь очень мало аморфной разности. Хорошими примерами может служить северная часть Бенгальского залива, моря Индонезии и другие районы, прилегающие к участкам суши с максимальными значениями модуля твердого стока (рис. 10).

Таким образом, в распространении валового кремнезема можно установить две основные закономерности:

1. Обогащение в местах со значительным поступлением терригенного материала (силикатного и кварцевого кремнезема).

2. Обогащение в местах высоких концентраций биогенного (аморфного) кремнезема.

На основе данных по процентному содержанию SiO_2 во взвеси и концентрации взвеси в воде можно подсчитать его содержание в 1 *л* воды. Максимальная концентрация взвешенного кремнезема при таком пересчете оказалась равной — 1125,7 *мкг/л*, а минимальная — 0,1 *мкг/л*, т. е. в 10^4 раз меньше. Распределение концентраций взвешенного кремнезема в морской воде в пересчете на 1 *л* (рис. 11) в общих чертах повторяет закономерности распределения процентного содержания SiO_2 во взвешенном веществе.

Высокие концентрации SiO_2 (более 10 *мкг/л*) образуют широкую зону вокруг Антарктиды. В непосредственной близости к побережью материка имеется несколько обширных областей с концентрациями кремнезема более 100 *мкг/л*. Заметно увеличивается концентрация $SiO_{2вал}$ и у побережий других материков, особенно в местах интенсивного сноса осадочного материала

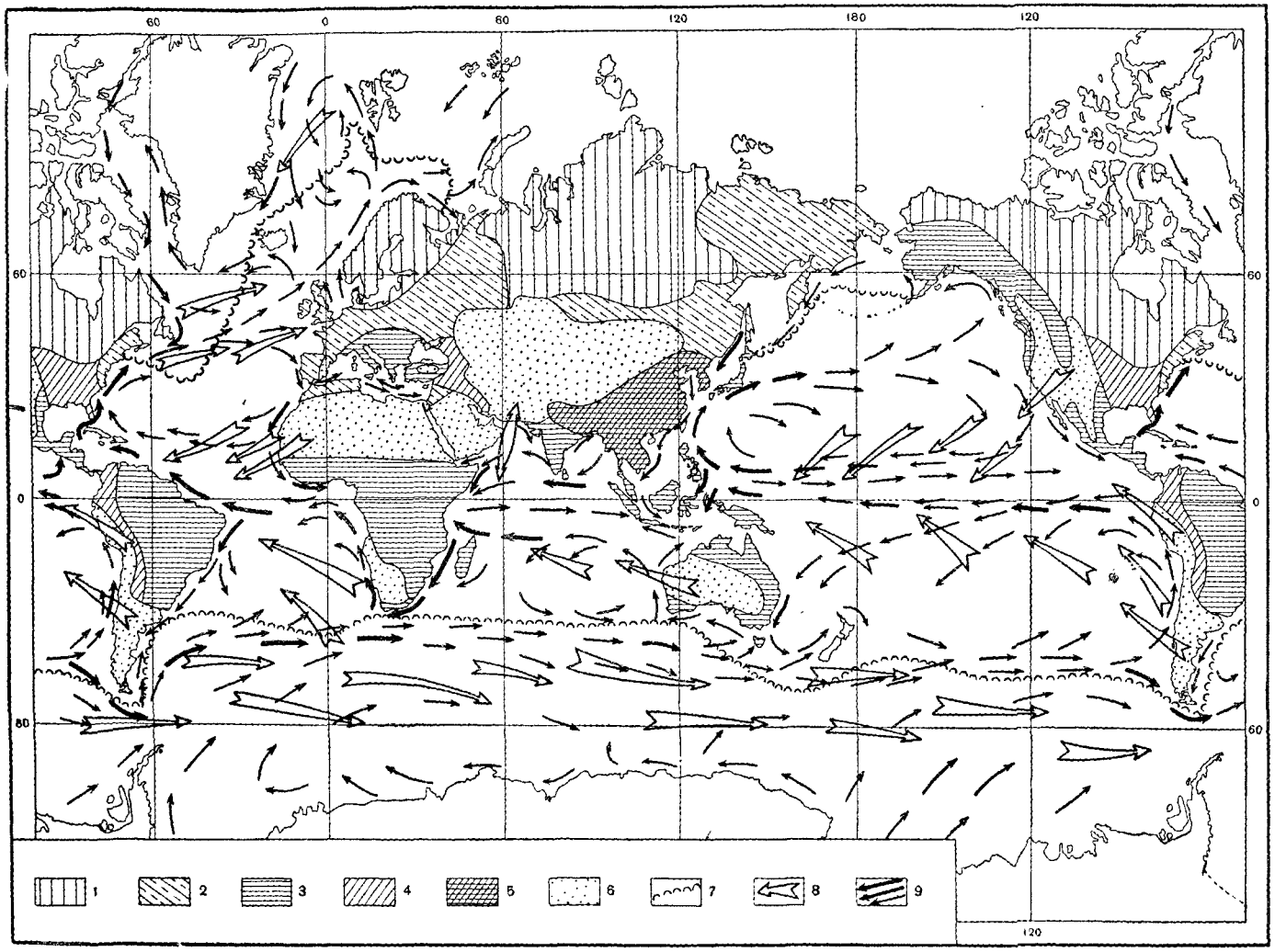


Рис. 10. Основные факторы, влияющие на поставку и распределение осадочного материала. Механическая денудация континентов, смыв в тоннах с 1 $км^2$ (по Страхову, 1960)

1 — меньше 10; *2* — от 10 до 50; *3* — от 50 до 100; *4* — от 100 до 240; *5* — больше 240; *6* — аридные бессточные области; *7* — крайняя граница распространения морских льдов и айсбергов; *8* — основные направления ветров; *9* — основные направления течений

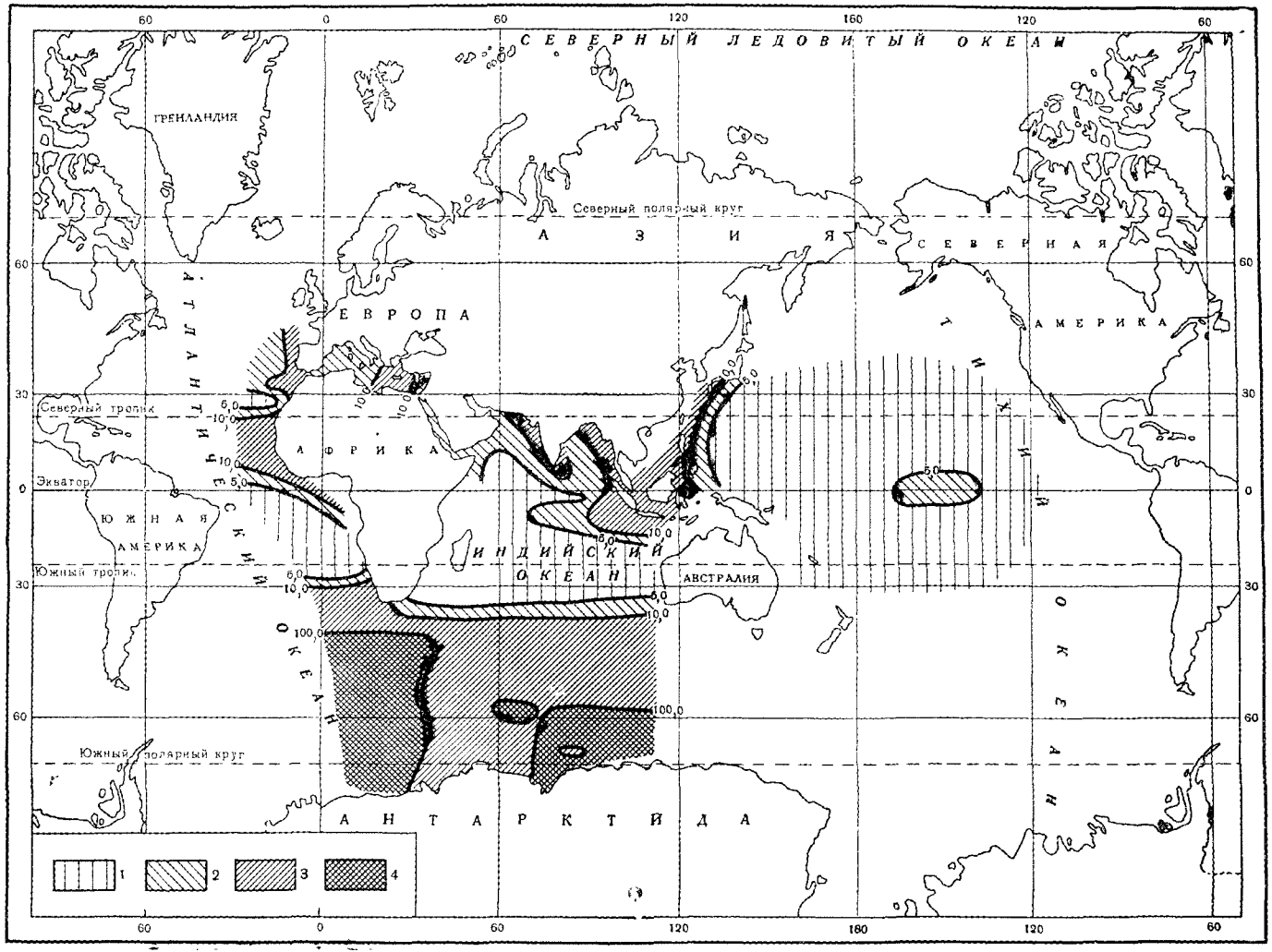


Рис. 11. Распределение валового кремнезема во взвеси из поверхностного слоя вод Мирового океана (сепарационные пробы, горизонт 0—5 *м*) в пересчете на *мкг* в 1 *л* воды

1 — меньше 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 100; *4* — больше 100

с суши. Несколько менее четко прослеживается приэкваториальная зона повышенных концентраций взвешенного кремнезема.

Сравнение распространения концентраций валового и биогенного кремнезема, выраженных в микрограммах на литр воды, показывает, что для них имеются области, близкие по концентрациям и контурам, и области, резко отличные, где аморфный кремнезем играет очень малую роль.

Распределение силикатного и кварцевого кремнезема

Для того чтобы уяснить и количественно выразить процессы разбавления аморфного кремнезема силикатным, построена схема процентного содержания силикатного (разбавляющего) кремнезема по отношению к его общему (валовому) количеству (рис. 12). Если приведенные на схеме значения вычесть из 100%, то можно найти процентное выражение роли аморфного кремнезема.

В составе взвешенного (валового) кремнезема его аморфная разность содержится в количестве от 2,64 до 99,35%. При этом распределение содержаний совершенно закономерно. Аморфный кремнезем преобладает во взвешенном SiO_2 в высоких широтах южного полушария, причем у берега принцессы Ранхильды он составляет 70% от всего взвешенного кремнезема, т. е. является доминирующим. Увеличено содержание аморфного кремнезема в водах Атлантического океана несколько севернее экватора. В этих районах резко превалирует биогенный компонент взвешенного SiO_2. В остальных районах Мирового океана преобладает другой, терригенный, компонент взвешенного кремнезема — силикатный и кварцевый. На его долю местами приходится более 70%, а в центральной части Тихого океана, в аридных зонах северного и южного полушарий — даже свыше 90% общего (валового) взвешенного кремнезема, откуда по направлению к экватору, к зоне экваториальной дивергенции, количество его снижается до 70%. У берегов, в зонах обильного поступления терригенного осадочного материала с суши, оно также возрастает до 90% и более.

Соотношение основных двух компонентов взвешенного кремнезема (аморфного и силикатного) в водах Мирового океана в связи с климатической зональностью схематически показано на рис. 13. В высоких широтах во взвешенном кремнеземе резко преобладает аморфный. Здесь он составляет местами до 80% и более от взвешенного валового кремнезема. В умеренных широтах его содержание резко снижается, и минимальные величины отмечены в тропической зоне. Здесь силикатный материал слагает около 90% взвешенного SiO_2. Некоторое увеличение содержания аморфного кремнезема наблюдается в приэкваториальной полосе, в зоне массового развития планктонных организмов.

Из схем (рис. 12 и 13) можно видеть положение основных зон разбавления аморфного кремнезема силикатным. Это прибрежные участки морей и океанов, особенно расширяющиеся близ мест с высоким смывом осадочного материала с суши. В открытом океане это также огромные пространства аридных и умеренных зон южного и северного полушарий, где, как указывалось, особенности поступления питательных солей тормозят продуцирование биогенного кремнезема. В этих местах аморфный кремнезем разбавляется терригенным силикатным в 3—5, а местами и более чем в 10 раз.

Только в поясах современного кремненакопления темп поступления аморфного кремнезема во взвеси на поверхности значительно выше темпа поступления силикатного. Как мы увидим ниже, этим и обеспечивается накопление на дне осадков, обогащенных аморфным кремнеземом и обедненных разбавляющим терригенным материалом. Однако даже и здесь,

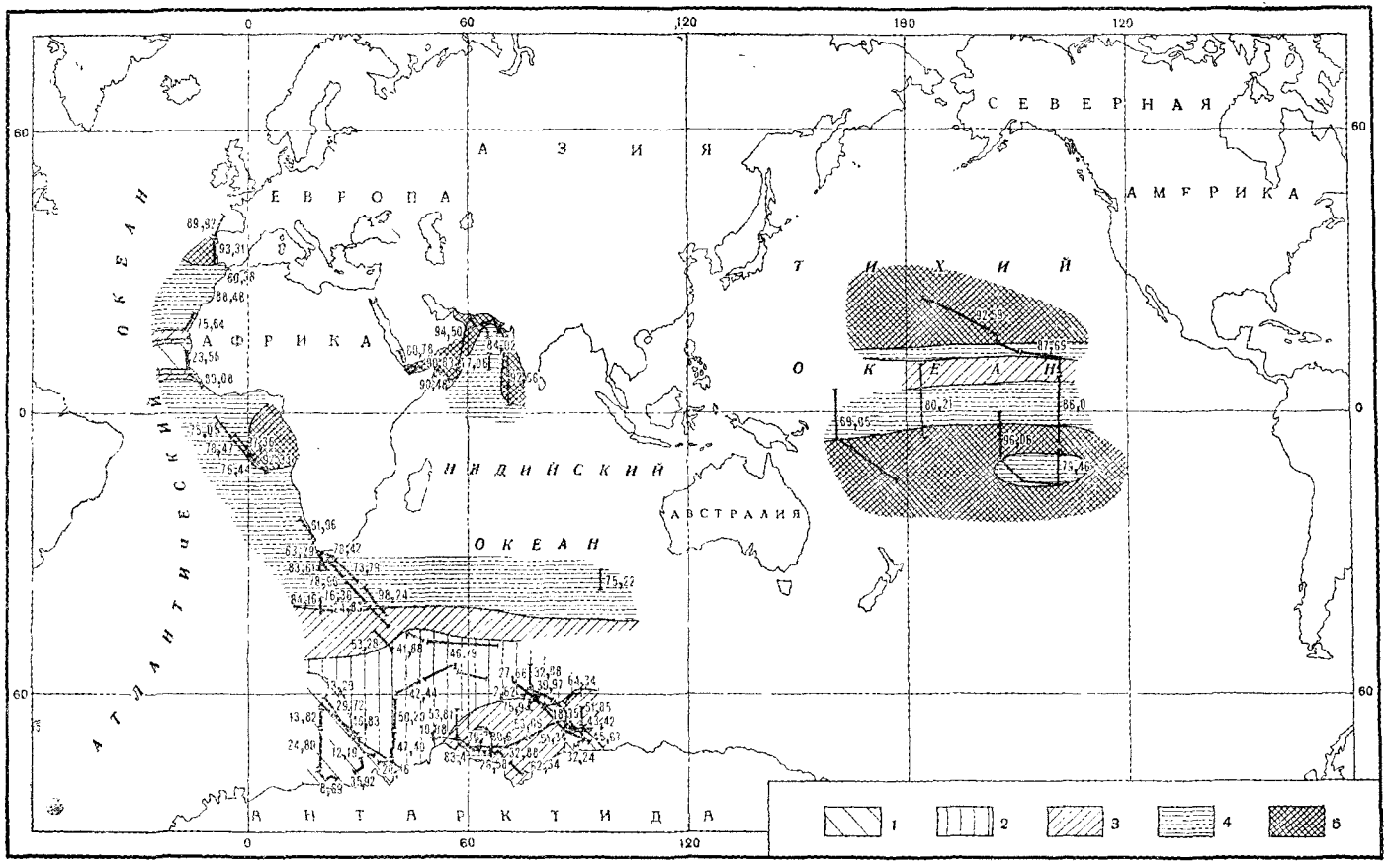


Рис. 12. Отношение силикатного кремнезема к валовому в % во взвеси из поверхностного слоя вод Мирового океана (сепарационная взвесь, слой 0—5 *м*)

1 — меньше 30; *2* — от 30 до 50; *3* — от 50 до 70; *4* — от 70 до 90; *5* — больше 90

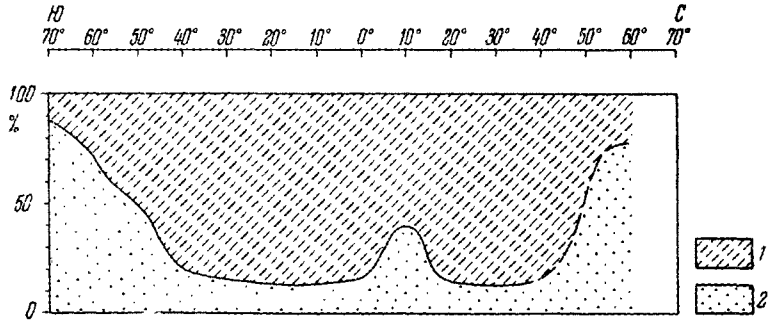


Рис. 13. Схематический меридиональный разрез через основные климатические зоны Мирового океана. Соотношение аморфной и силикатной форм кремнезема во взвеси из поверхностного слоя вод

1 — силикатная форма; *2* — аморфная форма. В сумме аморфный и силикатный кремнезем составляют 100%

в пределах этих поясов, встречаются участки, где темп поступления терригенного материала перегоняет темп поступления биогенного. К таким участкам относятся, в частности, шельф Антарктиды, а также вершины подводных поднятий в зонах кремненакопления.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЗВЕШЕННОГО КРЕМНЕЗЕМА ПО ВЕРТИКАЛИ И ЕГО ФОРМЫ

Очень важный для морской геологии круг проблем связан с решением вопроса о сохранности биогенного материала, продуцированного фитопланктоном, при осаждении клеток водорослей сквозь толщу воды на дно. Этому вопросу уделялось большое внимание в связи с исследованиями цикла кремнезема и фосфора в морской воде, однако надежные количественные данные удалось получить лишь в самое последнее время. Их рассмотрение представляет большой интерес, а также дает некоторые возможности для расчетов.

Сохранность протоплазмы и панцирей наиболее многочисленных и важных для осадконакопления диатомовых водорослей зависит от многих причин. Среди них основное значение имеют видовые особенности диатомовых (толщина и состав панциря, его размеры и парящая поверхность), чем определяется скорость осаждения и время пребывания створок в водной толще, а также физико-химические особенности океанской воды (температура, pH и др.), течения и вертикальная циркуляция вод. Важное значение имеют также и биотические факторы, в частности выедание диатомовых водорослей организмами зоопланктона.

С гидродинамическими причинами — подъемом глубинных вод — связывают, в частности, значительное уменьшение общего количества диатомовых водорослей и содержания аморфного кремнезема во взвеси в обширной области к северу от Земли Эндерби. Здесь глубинные воды выходят на поверхность с такой скоростью, что они как бы разгоняют диатомовый планктон. Их появление отмечается особенно четко по снижению количества диатомовых. В других случаях аналогичный подъем вод охватывает только глубинные горизонты и не отмечается на поверхности.

Аморфный кремнезем, пожалуй, единственный из компонентов взвеси, для которого имеются данные о растворимости, полученные в лабораторных условиях, и подсчеты сохранности, выполненные на природном материале. Поскольку эти данные будут использованы далее для различных вычислений, остановимся на них подробнее.

Аморфный кремнезем во взвеси

До последнего времени надежных материалов для выяснения распределения аморфного кремнезема во взвеси по вертикали в антарктическом и других районах Мирового океана было совершенно недостаточно.

Такого рода исследование связано с большими методическими трудностями, так как основывается главным образом на анализе мембранных

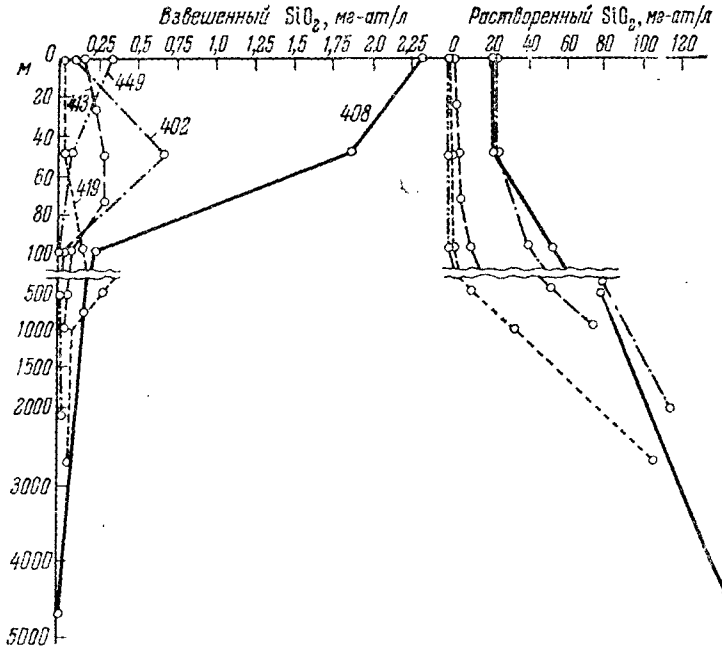


Рис. 14. Распределение содержания взвешенного аморфного и растворенного кремнезема по вертикали в Антарктике на станциях 402, 408, 413, 419, 449 (по Чумакову, 1961)

ультрафильтров микрохимическими методами. Так же как и при изучении аморфного кремнезема во взвеси из поверхностных слоев воды, важное значение приобретают методы микроскопического анализа, дающие представление как об общем количестве клеток диатомовых и других организмов с кремниевой функцией, так и об их видовом составе, соотношении и изменении по мере осаждения на большие глубины.

Непосредственные определения взвешенного аморфного и растворенного кремнезема были выполнены В. Д. Чумаковым (1961) в Тихоокеанском секторе Антарктики и в Индийском океане. Эти пробы характеризуют антарктический пояс кремненакопления (станции 402, 408, 413), а также умеренную и субтропическую зоны, где накапливаются карбонатные осадки (станции 419, 449).

На основе данных анализов В. Д. Чумакова нами построен график вертикального распределения взвешенного аморфного кремнезема и растворенной кремнекислоты (рис. 14), из которого отчетливо видно растворение панцирей диатомовых при их осаждении на дно.

Особенно быстро растворение идет в верхней сотне метров водной толщи. Одновременно с убылью количества взвешенного аморфного кремнезема с глубиной возрастает его растворенная часть. На глубинах 2000—4000 *м* и более взвешенный аморфный кремнезем составляет менее $^1/_{10}$ его исходного количества на поверхности — основная часть панцирей диатомовых водорослей растворяется в водной толще.

Методика определения аморфного кремнезема на мембранных фильтрах еще недостаточно чувствительна: в препаратах взвеси с глубин 4000—5000 *м*, где химически аморфный кремнезем не улавливается, микроскоп обнаруживает еще заметное их количество.

В связи с этим представляет большой интерес рассмотрение данных по непосредственному микроскопическому определению и подсчету количества створок диатомовых на мембранных фильтрах по вертикали.

Вода для анализа была получена с глубин батометром Нансена или пластмассовыми батометрами объемом 7—10 *л*. Через ультрафильтры с размером пор 0,7 *мк* пропускали обычно с каждого горизонта по 1—3 *л* воды. В лаборатории мембранный фильтр просветляли канадским бальзамом, что давало возможность вести видовые определения подсчитываемых клеток диатомовых водорослей и других кремнистых организмов. Параллельный фильтр с той же станции и горизонта анализировали на $SiO_{2аморф}$. По данным О. Г. Козловой и В. В. Мухиной (статья в настоящем сборнике), резкое уменьшение численности диатомей в антарктических водах наблюдается на горизонте 75—100 *м*, что совпадает с результатами химических анализов В. Д. Чумакова.

Быстрое растворение панцирей диатомей, начинающееся сразу же после гибели клеток, приводит к тому, что на глубинах около 100 *м* почти полностью исчезают все тонкоокремненные диатомеи (*Porosira dichotomica*, *Thalassiosira tcherniai*, *Chaetoceros skeleton*, *Fragilariopsis cylindrus*, *Nitzschia barkleyi* и др.). Вследствие этого с глубин более 100 *м* начинается резкое сокращение не только общего количества, но и числа видов диатомей. Растворение здесь протекает медленнее, в конечном счете придонных слоев достигает от 0,9 до 8% исходного количества водорослей. В открытом океане наряду с тонкоокремненными формами, полностью растворяющимися в верхней сотне метров водной толщи, исчезают также и среднеокремненные формы, которые растворяются на больших глубинах. Число видов диатомовых, достигших дна океана, составляет только $^1/_3$—$^1/_5$ от исходного числа.

Эти данные показывают, что в южной части океанов численность диатомей по мере их оседания на дно уменьшается в 10—100 раз, а местами — более чем в 1000 раз. Пропорционально этому должно уменьшаться и содержание взвешенного кремнезема, из которого состоят диатомеи.

Сопоставляя число диатомовых во взвеси с поверхности (в пересчете на 1 *г* взвеси) с числом их в поверхностном слое донных осадков (в пересчете на 1 *г* осадка), можно определить, какая часть исходного количества створок захороняется в осадках (табл. 7). Меньше всего «потерь» несут

Таблица 7

Уменьшение числа диатомовых водорослей в южной части Индийского океана при их осаждении на дно (по Козловой, 1964)

Типы осадка	Комплекс фитопланктона	Средняя глубина, *м*	Число диатомовых, млн. экз./*г*		При оседании на дно взвесь/осадок
			во взвеси с поверхности	в поверхностном слое осадков	
Айсберговые шельфовые	Диатомовый неритический	400—500	200—580	0,055—5	6070/40
Айсберговые материкового склона	Диатомовый смешанный	500—4000	100—400	0,07—15	5714/66
Диатомовые океанские	Диатомовый океанский	4000—5500	50—200	15—103	13/2
Фораминиферовые океанские	Перидиниевый	3000—4700	2—100	0—0,005	(—400)

диатомовые при осаждении в зоне диатомовых илов — здесь на глубине 5000 *м* в 1 *г* осадков содержится диатомовых всего в 2—13 раз меньше, чем во взвеси, тогда как айсберговые осадки содержат их в 40—60 и даже в некоторых случаях в 5000—6000 раз меньше, чем взвесь.

Из химических анализов В. Д. Чумакова (1961) и подсчетов диатомовых на мембранных ультрафильтрах, выполненных О. Г. Козловой (1964) и более подробно описанных ею в этом сборнике, следует несколько важных выводов относительно распространения аморфного взвешенного кремнезема по вертикали:

1. Особенно интенсивное растворение клеток диатомовых происходит в верхней стометровой толще вод. При среднем размере створки 0,05—0,01 *мм* диатомовые водоросли оседают до глубины 100 *м* за 2—100 суток в зависимости от видовой принадлежности.

2. На больших глубинах скорость разложения уменьшается. Ранее указывалось (Лисицын, 1959), что весьма распространенные в водах Антарктики и других частях Мирового океана семейства *Rhizosolenia*, *Chaetoceros*, а также вид *Corethron criophilum* с тонким кремниевым панцирем быстро разрушаются в толще вод. На глубинах 200—500 *м* от этих водорослей остаются шипы, а также отдельные фрагменты.

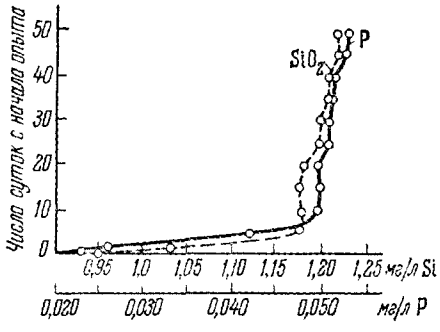


Рис. 15. Растворение пресноводной диатомовой водоросли *Melosira baicalensis* на протяжении 50 суток (Вотинцев, 1953)

3. За счет растворения тонкокремнистых форм происходит относительное обогащение взвеси в глубинных слоях воды и в донных осадках формами с грубыми панцирями.

Вывод об особенно быстром разложении отмерших диатомовых на протяжении первых дней подтверждается рядом лабораторных наблюдений и, в частности, опытами с пресноводной водорослью *Melosira baicalensis* (рис. 15).

На рисунке видно резкое снижение скорости распада через 5—7 дней после гибели диатомовых. К таким же выводам, как мы увидим ниже, приходит и Дж. Левин (Lewin, 1961), изучавшая растворение морских диатомовых.

Факторов, определяющих скорость растворения панцирей диатомовых, очень много, и среди них можно выделить:

1) связанные с особенностями вещественного состава стенок, их толщиной, пористостью, удельной поверхностью;

2) факторы среды, в которой происходит осаждение и растворение диатомовых водорослей: влияние температуры, pH, содержания растворенной кремнекислоты в воде (правда, значение его ничтожно, поскольку в океанах кремнезем всюду очень далек от насыщения). Сюда же относятся гидродинамические (течения, устойчивость), гидрологические (наличие слоя скачка плотности) и другие факторы;

3) биологические, связанные с выеданием организмов фитопланктона копеподами и другими консументами, т. е. связанные с участием диатомовых водорослей в пищевых цепях океанских животных;

4) связанные с наличием на поверхности панцирей защитных пленок органического или неорганического характера. Дж. Левин (Lewin, 1961) установила, что на кремниевых стенках диатомовых водорослей могут сорбироваться такие элементы, как Fe, Al, Be, Ga, Gd, Y. Катионы этих элементов, сорбированные на поверхности створок, могут, по-видимому, значительно снижать скорость растворения створок.

С. В. Горюнова (1952, 1956, 1958, 1959, 1961) с помощью люминесцентной микроскопии установила, что исключительно высокая стойкость панцирей диатомовых водорослей группы *Coscinodiscus* обусловлена наличием на них особого защитного слоя. При освещении ультрафиолетовыми лучами этот слой люминесцирует голубовато-зеленым светом, что вызвано присутствием в нем специфических органических веществ, возможно типа пектиновых кислот. По-видимому, подобный слой имеется и у некоторых других диатомовых океанического комплекса.

Изучению влияния различных факторов на растворение створок посвящено много работ, однако общий недостаток почти всех исследований — выполнение экспериментов в условиях, резко отличающихся от природных, что заставляет с осторожностью отнестись ко многим выводам. Так, в большинстве старых опытов в качестве среды использовали дистиллированную, а не морскую воду, которая должна содержать к тому же достаточно высокое, соответствующее природному, количество уже растворенного кремнезема.

Как справедливо указывает С. В. Бруевич (1953), в связи с такой постановкой опыта результаты широко известных и часто цитируемых экспериментов Э. Мура и У. Мейнарда (Moore, Mainard, 1929) оказались в противоречии с тем, что происходит в естественных условиях, где морская вода характеризуется ясно выраженной способностью к дальнейшему растворению силикатного материала и повышению содержания кремнекислоты.

Диатомовые водоросли неодинаковы по величине. Наиболее обычные их размеры — от 20 до 50 *мк*.

В широких пределах колеблется также и толщина кремниевых стенок диатомовых. Так, по данным Дж. Левин (Lewin, 1961), у водоросли *Navicula pelliculosa* (пресноводная форма) толщина стенки составляет 0,2—0,6 *мк*, а у водоросли *Coscinodiscus asteromphalus* (морская форма) достигает 25 *мк*.

Стенки многих видов диатомовых пронизаны многочисленными отверстиями микроскопических размеров, имеют выступы и шипы. Поэтому удельная поверхность панцирей крайне различна.

Надежных определений удельной поверхности имеется пока еще мало. Последние определения, полученные Дж. Левин (Lewin, 1961) по методу адсорбции азота, составляют для пресноводной диатомовой водоросли *Navicula pelliculosa* 123 $м^2/г$, а для морской *Coscinodiscus asteromphalus* — 89 $м^2/г$. Поверхность ископаемых диатомей во много раз меньше: по данным Р. Илера (Iler, 1955), она составляет всего 22 $м^2/г$. Следовательно, при среднем содержании в 1 $м^3$ воды в Антарктике 0,3—0,5 *г* диатомовые имеют сорбирующую поверхность около 30—50 $м^2$.

Наряду со структурно-морфологическими особенностями стенок панцирей большую роль играет и их химический состав. В частности, створки одних диатомовых построены из легкогидролизуемой кремнекислоты, других — из трудногидролизуемой. Большинство же диатомовых имеет, по-видимому, многослойный панцирь, состоящий из слоев разной степени гидратации и различной растворимости.

Природные опалы, из которых состоят стенки панциря, аморфны и содержат обычно от нескольких долей до 34% воды. При содержании воды около 7%, что соответствует формуле $4\ (SiO_2) \cdot H_2O$, опал становится твердым и может использоваться для образования скелета.

Наиболее обстоятельное исследование влияния факторов океанской среды на растворение створок диатомовых водорослей было выполнено недавно Дж. Левин (Lewin, 1961). Для изучения она использовала панцири пресноводной диатомовой водоросли *Navicula pelliculosa* (Breb.), которая культивировалась в лаборатории. Чтобы установить причины изменения скорости растворения створок диатомовых, химическими

методами удаляли сорбированные на их поверхности вещества, защищающие панцири, а органические вещества сжигали в азотной кислоте и растворяли органическими растворителями. Для исследования использовали натуральную морскую воду с добавлением буферных растворов.

Скорость растворения панцирей в чистой морской воде и морской воде с добавлением буферных растворов оказалась приблизительно одинаковой (рис. 16). Для устранения влияния защитного слоя панцири перед опытом обрабатывали азотной кислотой.

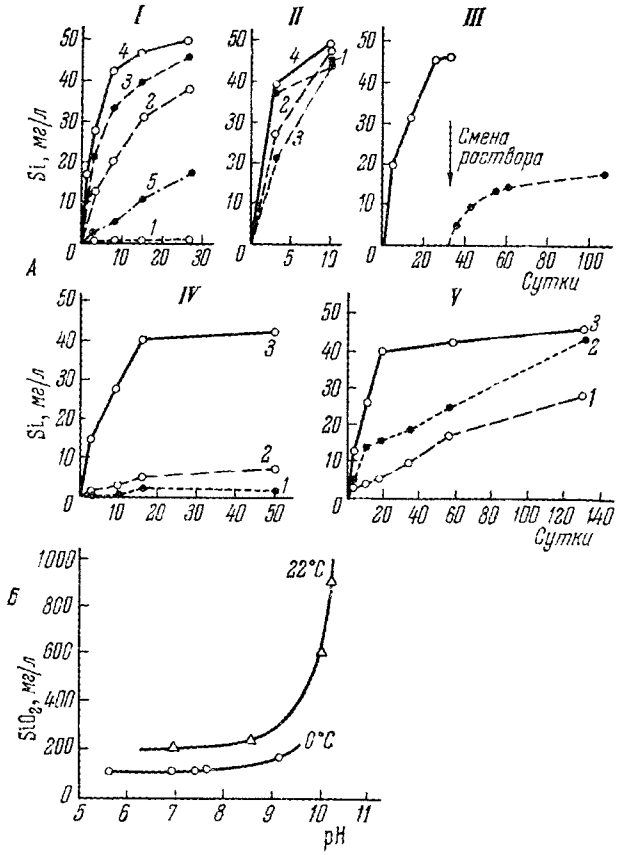


Рис. 16. Растворимость панцирей диатомовых водорослей в зависимости от условий среды

А—растворение панцирей диатомовой водоросли (Lewin, 1961). *I* — растворимость панцирей водорослей, очищенных от защитного слоя азотной кислотой, при разных pH среды: *1* — 3,0—3,3; *2* — 7,2—8,1; *3* — 8,1—7,8; *4* — 8,2—8,6; *5* — 6,2—6,3; *II* — сравнение растворимости панцирей диатомовых, обработанных азотной кислотой: *1* — в морской воде с pH=8; *2* — в буферном растворе с pH=9; *3* — в буферном растворе с pH=8; *4* — в буферном растворе с добавлением 2,5% хлористого натрия; pH = 8,2; *III* — растворение обработанных азотной кислотой панцирей для длительной экспозиции; после достижения равновесия на 30-й день произведена замена раствора свежим; полное растворение панцирей на 110-й день; уменьшение скорости растворения со временем; pH = 9,0—9,3; температура 19° С; *IV* — растворимость при pH = 9,0—9,3: *1* — живых клеток, *2* — мертвых клеток; *3*— панцирей, обработанных азотной кислотой для удаления защитного слоя; *V* — растворимость диатомовых в морской воде при pH= 8; температура 6° С: *1* — клетки были живыми в начале опыта; *2* — диатомовые были убиты нагреванием в начало опыта; *3* — панцири с предварительной обработкой азотной кислотой для удаления защитного слоя

Б—растворимость кремнекислоты в зависимости от pH и температуры (Okamoto, Ocura, Goto, 1957)

Влияние pH на скорость растворения панцирей было изучено Дж. Левин в очень широких пределах, перекрывающих природный диапазон (см. рис. 16). Опыт продолжался 30 дней при температуре 20° С, в интервале pH от 3,2 до 9,2. Было установлено, что с повышением pH скорость растворения панцирей быстро увеличивается. Ранее С. Гринберг (Greenberg, 1957), Э. Йоргенсен (Jörgensen, 1955 *а*, *б*, 1957) и К. Корренс (Correns, 1940) показали зависимость растворимости от величины pH. По К. Корренсу растворимость SiO_2 изменяется при разных pH следующим образом:

pH	0	3	5	6	11
Растворимость, *мг/л*	99,0	39,0	108,6	217,8	378,0

В водах южной части Индийского океана pH, по определениям Морской антарктической экспедиции, находится в пределах 7,8—8,05 и лишь в отдельных местах при цветении фитопланктона достигает 8,14. Таким образом, в природных условиях влияние этого фактора на растворимость панцирей диатомовых и радиолярий незначительно.

Влияние температуры было изучено Дж. Левин в интервале от 10 до 35° С, т. е. близких к температурам поверхностного слоя умеренных и тропических вод. Растворимость $SiO_{2аморф}$ при температуре около 0° С и разных значениях pH изучена Г. Окамото, Т. Окура и К. Гото (Okamoto, Ocura, Goto, 1957) (см. рис. 16 *Б*). В антарктических водах при температуре около 0° и pH, равном 8,0, растворимость SiO_2 достигает 100—120 *мг/л*. Интересно отметить, что при понижении температуры от 35 до 10° скорость растворения уменьшается вдвое; тот же результат дает снижение температуры от 22 до 0° при pH, равном 8. Данные о влиянии pH и температуры на растворимость панцирей диатомовых показывают, что в условиях Антарктики сочетание этих факторов благоприятно для сохранения створок, в отличие от районов, где растворимость панцирей должна быть в 2—3 раза выше. В связи с этим можно полагать, что не только малое содержание биогенных элементов и низкая исходная биомасса диатомовых водорослей в поверхностных водах тропических районов, но в известной мере и быстрая растворимость их в условиях теплых вод приводят к исчезновению диатомовых из осадков, располагающихся к северу от антарктической конвергенции.

Все указанные опыты проводились на протяжении 30—40 дней, причем концентрация растворенного кремния достигала 40—50 *мг/л*, что соответствует содержанию аморфной кремнекислоты 85—110 *мг/л*. После этого наступало замедление темпа растворения в связи с насыщением раствора. Для изучения растворимости створок за более длительный период раствор с концентрацией 40—50 *мг/л* Si заменяли свежим и продолжали опыт до полного растворения створок, что было отмечено через 110 дней от начала опыта при pH, равном 9,0—9,3, и температуре 19° С. Опыт подтвердил неравномерность растворения диатомовых во времени — быстрое растворение вначале и затем постепенное его замедление, что хорошо видно на рис. 16 (III).

Эти результаты совпадают с более ранними опытами Э. Йоргенсен (Jörgensen, 1955 *а*, *б*, 1957), К. К. Вотинцева (1953) и других ученых и свидетельствуют о существовании в кремниевых панцирях кремнекислоты на разных стадиях гидратации, что обусловливает разную скорость растворения различных слоев створок.

Следует заметить, что максимальная когда-либо отмеченная концентрация кремния в природе составляет 7,5 *мг/л* без солевой поправки и 12,5 *мг/л* с солевой поправкой (Бруевич, 1953). Таким образом, достижения насыщения, которое наблюдалось в опытах при концентрации кремния 40—50 *мг/л*, в природных условиях океанов ожидать не приходится.

Растворимость створок, очищенных от органических веществ азотной кислотой и убитых в начале опыта нагреванием, оказалась разной: скорость растворения чистых панцирей была намного выше (см. рис. 16). Результаты, полученные в лаборатории, были подтверждены и опытом в море, склянки выдерживались в воде в темноте при температуре 6°С и pH, равном 8,0 (см. рис. 16). Это дало возможность Дж. Левин высказать предположение о наличии на панцирях диатомовых какого-то защитного слоя, который удаляется при воздействии азотной кислоты.

Действием на панцири различных органических растворителей было доказано, что этот слой не связан с органическим веществом. Путем тонких химических приемов удалось показать, что на чистых кремниевых панцирях сорбируются в пределах pH от 2,0 до 9,0 такие элементы, как Al, Fe, Be, Ga, Gd, Y. Эти элементы при pH, равном 8, т. е. в условиях, наиболее типичных для моря, могут существенно замедлять скорость растворения панцирей.

Дж. Левин пришла к выводу, что наибольшее значение для образования защитных пленок имеет алюминий, который содержится в золе диатомовых водорослей в количестве до 1,5% (в пересчете на Al_2O_3). В диатомовых из Антарктики было 1,76% Al_2O_3 (Rogall, 1939). В опытах Дж. Левин панцири диатомовых сорбировали до 1% Al от их веса. Как видно, цифры оказываются очень близкими. Неясно, однако, каким образом диатомовые экстрагируют столь значительные количества алюминия, так как растворимость его в морской воде, по данным Л. Симонса и др. (Simons et al., 1953), составляет всего 0,0025 *мг/л*. В опытах Дж. Левин концентрация ионов алюминия в лабораторном растворе была намного больше природной.

Следует указать, что при этом была исследована лишь пассивная сорбция металлов на «мертвый» кремнезем панцирей. В природе же, очевидно, происходят процессы биологической экстракции необходимых элементов, которые и приводят к увеличению их концентрации в разных частях организмов в сотни и тысячи раз. Таким образом, мнение Р. Илера (Iler, 1955) и Дж. Левин (Lewin, 1961) о создании на поверхности диатомовых защитных пленок с участием алюминия, железа и других катионов нашло экспериментальное подтверждение.

Проблема сохранности диатомовых водорослей в зависимости от факторов среды еще не решена окончательно, но в последние годы все большее внимание привлекают процессы сорбции металлов с созданием защитных пленок на панцирях. С геологической точки зрения такие наблюдения имеют очень большой интерес, так как они показывают, что в биологический транспорт включаются такие элементы, связь которых с диатомовыми водорослями ранее не устанавливалась. Процесс биологической экстракции элементов при жизни водоросли сменяется затем растворением и переходом этих элементов в воду или выпадением на дно в виде сгустков труднорастворимых гидроокислов (железа и др.).

Гидрологические факторы влияют на время пребывания в водной толще и растворимость диатомовых водорослей, а также на их накопление на дне разными путями. Гидродинамические факторы влияют на панцири диатомовых так же, как на любые другие частицы аналогичных размеров и веса. Отличие, однако, заключается в том, что диатомовые имеют очень большую поверхность и малый объемный вес, что обусловливает их незначительную гидравлическую величину. В связи с этим диатомовые илы накапливаются обычно вместе с гораздо более тонким минеральным материалом в областях отложения глинистых и алевритово-глинистых илов. Это подтверждают и лабораторные анализы при изучении гранулометрии взвеси и осадков, обогащенных диатомовыми.

Влияние слоя скачка плотности на распределение диатомовых также очень велико. Для основной части минерального материала он не

представляет значительного препятствия. Что же касается диатомовых водорослей, то они достигают этого слоя, расположенного в антарктических водах на глубине 70—200 *м*, через несколько дней, когда их удельный вес еще очень близок к удельному весу воды. Близ слоя скачка, который для диатомовых служит своеобразным жидким дном, скорость падения их резко снижается и они накапливаются здесь в значительном количестве. Через слой скачка могут пройти только те частицы, плотность которых больше плотности воды. Детали этого явления изучены пока еще недостаточно, однако оптические исследования приборами, имеющими непрерывную запись прозрачности, и определения взвеси близ слоя скачка указывают на накопление здесь органического детрита (особенно диатомовых).

Температура определяет не только растворимость створок, но и плотность воды, а следовательно, влияет на скорость их оседания. В антарктических водах температура колеблется для всей толщи вод от —2 до +5° С. В среднем она близка к 0°. Аналогичное значение имеет и соленость, изменяющаяся здесь в пределах от 34 до 34,8‰.

Учитывая диапазон изменения плотности, наблюдающийся на вертикальных разрезах, реальные размеры и удельный вес панцирей, можно было бы для некоторых видов сделать подсчет скорости осаждения, используя формулу Стокса, однако полученные при таком подсчете результаты не могут быть достаточно точными. В природных условиях скорость осаждения многих панцирей снижается не только в связи с развитием на них шипов и наростов, но также и с тем, что многие створки при осаждении растворяются, «обтаивают», постепенно уменьшаясь в своих геометрических размерах. Определение скорости падения при известной скорости «обтаивания» возможно с применением формулы Н.Н. Зубова (1955), который дал математические основания такого расчета.

В свете сказанного выше не удивительно, что экспериментальные определения скорости осаждения разных диатомовых крайне различны. Наиболее точные данные имеются для пресноводных форм.

Определение скорости опускания отмерших створок мелозиры на оз. Байкал дало среднее значение скорости около 3,4 *м/сут*. Таким образом, максимальной глубины озера (1620 *м*) створки могут достигнуть через 476 дней, т. е. почти через полтора года (табл. 8). Фактическое время опускания должно быть еще больше в связи с «обтаиванием» створок и уменьшением их геометрических размеров при оседании.

Скорость оседания двух других пресноводных диатомей определена Ф. Гесснером (Gessner, 1948) (см. табл. 8). Для покоящихся спор даются значения от 4 до 56,8 *м/сут* со средним значением около 7 *м/сут*. Следовательно, за год споры опускаются до глубин около 2000 *м*. Для морских диатомовых размером 20—50 *мк* Б. А. Скопинцев (1949) принимает скорость осаждения равной 0,2—1,2 *м/сут*.

Многочисленные водные анализы гранулометрического состава осадков, выполненные в Институте океанологии АН СССР, показали, что основная часть целых створок диатомовых концентрируется во фракции 0,05—0,01 *мм*; средняя скорость их осаждения составляет 50—150 *м/сут* (при +18° С и уд. весе 2,2). Много обломков встречается также и в пелитовой, в том числе и коллоидной, фракции. Большинство их, как показало электронно-микроскопическое исследование, имеет размер около 1 *мк* и меньше. Скорость осаждения частиц размером в 1 *мк* при 18° С составляет 1 *м* за 300—400 *час* (12—15 *сут*).

При сопоставлении наших данных с определениями других авторов обнаруживается очень большая разница — 50—150 *м/сут* по сравнению с 1—4 *м/сут*, т. е. в 12—150 раз. Эти расхождения понятны, так как большая часть наших определений сделана для донных осадков, где

сохраняются наиболее крупные и тяжелые створки. В природных условиях при осаждении диатомовых мы сталкиваемся с широким диапазоном скоростей — от 1 до 150 *м/сут*. Таким образом, после отмирания диатомовых уже в верхнем слое происходит разделение створок: крупные быстро уходят на большие глубины, мелкие опускаются медленно. 5000 *м* самые тяжелые створки достигают через 30—100 дней, мелкие — через 1000—5000 дней. Обломки диатомовых в пелитовой фракции опускаются до таких глубин многие десятки лет.

Таблица 8

Скорость опускания панцирей различных видов отмерших диатомовых в воде

Melosira baicalensis в водах оз. Байкал (Вотинцев, 1953)			
Дата наблюдения	Число суток от начала наблюдения	Нижняя граница мелозиры, *м*	Скорость * опускания мелозиры, *м/сутки*
18.IV	—	50	—
2.V	15	100	3,5
17.V	30	150	3,3
28.V	41	200—210	3,6—4,5
(Gessner, 1948)			
Вид диатомовых	10—15	25	100
Synedra acus	0,5	4,5	20
Cyclotella sp.	2,5	3,5	8,0

* Средняя скорость падения в лабораторных условиях составила 3,4 *м/сут*.

Значительная часть диатомовых водорослей, в отличие от основной части минерального материала, не падает свободно на дно, так как служит основным кормом для зоопланктона. Водоросли — начальное звено пищевых цепей в океане. Вопросы взаимоотношения этих организмов — продуцентов органического вещества — и их потребителей— консументов — были рассмотрены К. В. Беклемишевым (1954, 1957, 1961).

Основные потребители диатомовых водорослей — копеподы. Исследование содержимого желудков рачков-копепод под микроскопом показало, что в них преобладают виды среднего размера (несколько десятков микронов): *Thalassiosira*, *Coscinodiscus*, *Fragilaria*, *Chaetoceros*, *Sceletonema* и др.

Шипы, щетинки и рога, имеющиеся на панцирях диатомовых, не мешают их поеданию копеподами и служат, таким образом, лишь парительными приспособлениями. Крупные водоросли встречаются в желудках копепод значительно реже, чем средние; защитным приспособлением от выедания служит, по-видимому, также и образование колоний. Многие крупные формы разламываются рачками, средние сохраняются целиком, за исключением только тонкопанцирных форм (например, *Chaetoceros*), которые разламываются на кусочки размером около 15 *мк*.

Интересно отметить, что во всасывающем отделе кишечника копепод клеточное содержимое диатомовых полностью исчезает, и панцири бывают пустыми и чистыми, как после прокаливания. По-видимому, такие же панцири получаются после обработки азотной кислотой (что было сделано Дж. Левин), хотя уничтожение защитного слоя при поедании диатомей копеподами прямо не доказано.

При обильном развитии фитопланктона бывает так называемое избыточное питание копепод, при котором происходит в основном лишь механическое раздробление крупных и тонкоокремненных водорослей и связывание их в крупные фекальные комки без заметных изменений состава.

Суточная потребность различных копепод в диатомовых водорослях меняется у разных видов от 2 до 9,5%, составляя в среднем около 6% сырого веса рачка. При избыточном питании процент увеличивается до 30—40, причем около 20—30% не усваивается ими, а связывается в комки.

Опытами С. Маршалла и А. Орра (Marshall, Orr, 1955 *а*, *б*) с применением меченых атомов было установлено, что рачки усваивают от 50 до 80% органического вещества диатомовых водорослей, а 20—50% исходного углерода сохраняется. Эти цифры характеризуют нормальное или даже недостаточное питание. Что же касается условий избыточного питания, то, несомненно, более 50% исходного органического вещества диатомовых водорослей сохраняется в «упакованном» виде, т. е. в виде фекальных комочков.

Размеры фекальных комочков копепод гораздо больше отдельных клеток диатомовых водорослей — они обычно имеют от 100 до нескольких сот микронов в длину и несколько десятков микронов в диаметре. По данным Х. Мура (Moore, 1931 *а*, *б*), длина фекальных комочков мизид и эуфаузиид достигает 4 *мм*.

Все эти данные важны для нашего исследования в связи с тем, что аморфный кремнезем, органический углерод и другие, сопряженные с ними элементы и соединения при связывании отдельных клеток диатомовых в крупные комки проходят толщу воды «экспрессом», в отличие от медленно опускающихся панцирей диатомовых, погибших в верхних слоях воды. Таким образом, растворение аморфного кремнезема во многом зависит от его поступления в глубинные воды в виде дождя трупов или в виде связанных комочков. Многие комочки в свою очередь служат питанием глубоководного планктона, а также бентоса, что описано в работах Ю. Г. Чиндоновой (1959) и М. Н. Соколовой (1959). Поэтому аморфный кремнезем диатомовых водорослей иногда проходит через несколько звеньев пищевой цепи, прежде чем достигнет дна. В пищевых цепях извлечение $C_{орг}$ и других элементов никогда не бывает полным. В замыкающие пищевые цепи донные осадки попадает значительное количество различных элементов, связанных с жизненными процессами.

Микроскопическое исследование препаратов взвеси на мембранных ультрафильтрах позволяет определить общее количество и сохранность по вертикали и других организмов с кремниевой функцией — силикофлагеллят и радиолярий. Близ берегов Антарктиды в некоторых пробах из придонных горизонтов обнаружены также и спикулы бентических губок, которые под действием приливо-отливных и постоянных течений сбрасываются с шельфа Антарктиды в прилегающие части ложа океана.

Кремнежгутиковые водоросли в толще вод обычно обладают хорошей сохранностью, их панцири почти не подвержены растворению даже на максимальных глубинах океана. Однако незначительная исходная их численность в верхних слоях воды и сравнительно малые размеры отдельных панцирей ограничивают их роль настолько, что как на поверхности, так и в глубинных пробах они нигде не являются основными: на всех глубинах это лишь небольшая примесь к диатомовым водорослям и радиоляриям.

Панцири радиолярий намного крупнее и массивнее, чем диатомовых водорослей. Кроме того, аморфный кремнезем этих панцирей, по-видимому, более стоек к растворению, чем кремнезем диатомовых. Исследованиями М. Г. Петрушевской с использованием мембранных фильтров было показано (см. настоящий сборник), что живые радиолярии, в отли-

чие от диатомовых водорослей, встречаются практически на всех глубинах океана — от 0 до 5000 *м*. Максимум их развития наблюдается на глубине около 100 *м*. Среди радиолярий численно резко преобладают насселярии, а из них наиболее распространены во взвеси представители подотряда цирителляриа, которые и составляют от 53 до 67% общего количества радиолярий.

В Антарктической зоне кремнистой взвеси в верхней (25 *м*) толще вод радиолярии не встречены, они попадаются только с глубин 30—50 *м* и достигают максимального значения на глубине 200—400 *м*.

Тропическая фауна радиолярий резко отличается от антарктической, граница между ними проходит по зоне антарктической конвергенции, т. е. совпадает с границей распространения диатомовых водорослей.

Таким образом, и в количественном распределении, и в видовом составе комплексов радиолярий наблюдается определенная зональность, причем ледовая зона и по числу видов, и по общей численности радиолярий во взвеси значительно беднее тропической. Тем не менее в высоких широтах южного полушария радиолярии встречаются постоянно, что противоречит широко распространенной точке зрения о тепловодности радиоляриевой фауны.

В верхних слоях воды пустых раковинок радиолярий очень мало — в 8—10 раз меньше, чем живых, имеющих остатки протоплазмы. В среднем для всей толщи воды пустые раковинки составляют 10—30% от общего количества; следовательно, даже в придонных слоях радиолярии остаются живыми, чем и объясняется их очень хорошая сохранность.

Интересно отметить, что в донных осадках тропической зоны обломков раковинок в 2—3 раза больше, чем целых панцирей,— это зона преобладания обломочного радиоляриевого материала. Совершенно иная сохранность раковинок в антарктической зоне кремненакопления: здесь обломки встречаются крайне редко, их в 5—20 раз меньше, чем целых раковинок.

Таким образом, условия сохранности раковинок диатомовых в антарктической зоне кремненакопления значительно лучше, чем в тропической зоне.

Изложенные материалы по распределению аморфного кремнезема по вертикали, а также количественные подсчеты роли различных организмов с кремниевым панцирем во взвеси показывают, что основные пояса кремненакопления, отмеченные нами для поверхностного слоя вод, как бы проектируются на дне. При этом содержание кремнезема в диатомовых уменьшается при осаждении на дно в десятки раз, и донных осадков они достигают таким образом с очень большими потерями. Силикофлагелляты и радиолярии сохраняются очень хорошо и достигают дна без особых потерь. Важно подчеркнуть также, что при микроскопическом изучении глубинных проб, а также при просмотре их под электронным микроскопом оказалось, что никаких других форм аморфного кремнезема, кроме целых панцирей и их многочисленных обломков, во взвеси с глубин различных районов Мирового океана не содержится. Весь он, как в глубине, так и на поверхности, исключительно биогенный.

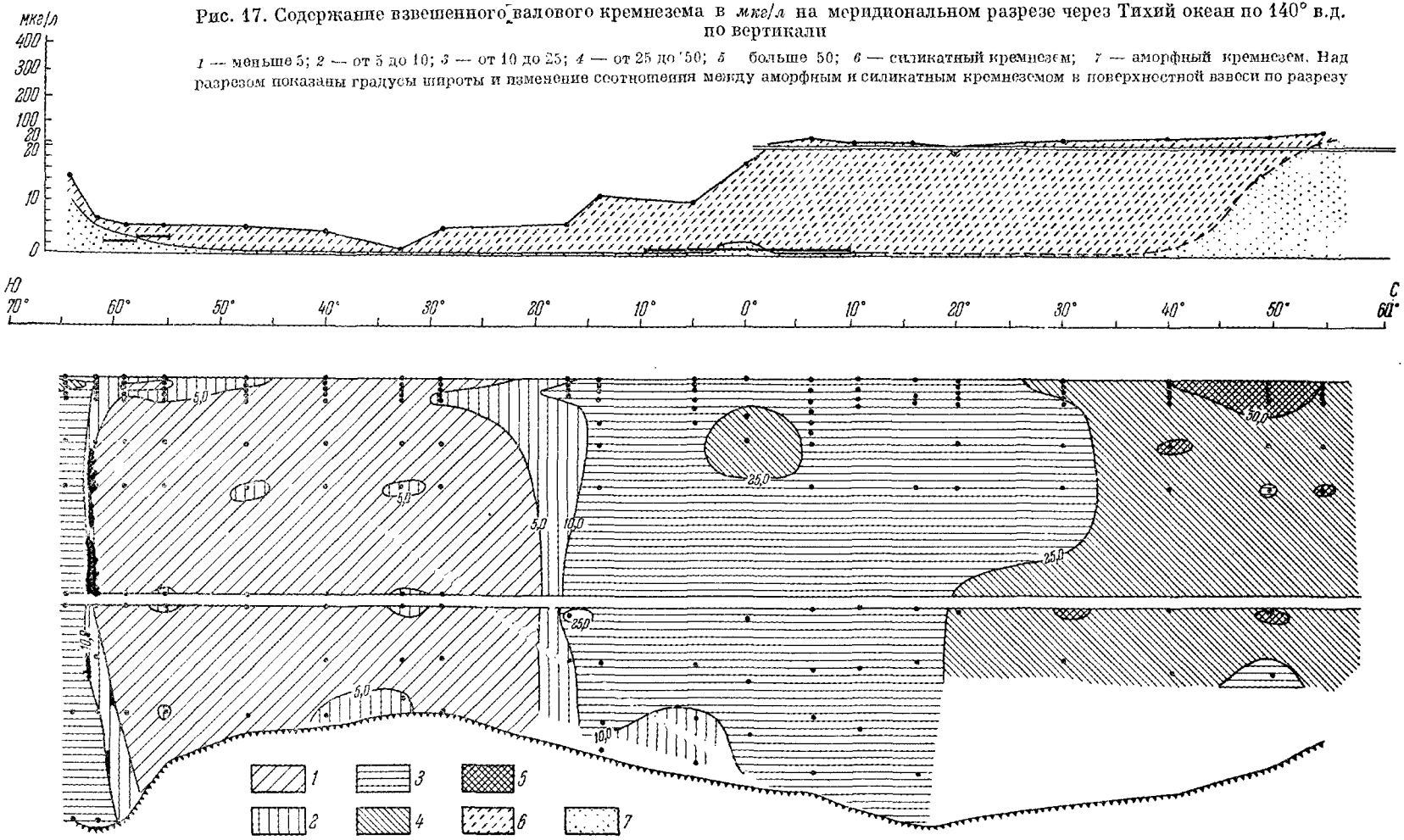
ВАЛОВЫЙ КРЕМНЕЗЕМ ВО ВЗВЕСИ

Так же как и при изучении форм кремнезема во взвеси из поверхностного слоя, для глубинной взвеси удалось произвести определения валового кремнезема. Анализ проводился на мембранных фильтрах. Эти трудоемкие исследования были сосредоточены на меридиональном трансокеанском разрезе через Тихий океан по 140° в. д. (рис. 17).

Для анализа использовались точечные пробы на мембранных фильтрах, и поэтому полученные на разрезе значения для верхнего слоя,

Рис. 17. Содержание взвешенного валового кремнезема в *мкг/л* на меридиональном разрезе через Тихий океан по 140° в.д. по вертикали

1 — меньше 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 25; *4* — от 25 до 50; *5* — больше 50; *6* — силикатный кремнезем; *7* — аморфный кремнезем. Над разрезом показаны градусы широты и изменение соотношения между аморфным и силикатным кремнеземом в поверхностной взвеси по разрезу



естественно, несколько отличаются от сепарационных проб, являющихся усредненными для больших отрезков пути судна.

В отличие от аморфного кремнезема максимальное количество валового SiO_2 приходится на северную часть Тихого океана, где в верхнем слое вод отмечена его концентрация более 50 *мкг/л*. Высокие концентрации прослеживаются здесь почти до дна, они находятся в пределах 25—50 *мкг/л*. В Антарктическом поясе кремненакопления цифры намного ниже, здесь максимальная концентрация составляет 10—25 *мкг/л*.

В экваториальной зоне также много валового кремнезема во взвеси, причем выделяется пятно, связанное с течением Кромвелла.

Чтобы установить причины такого размещения концентраций валового кремнезема во взвеси из глубинных слоев, нужно вспомнить особенности питания Тихого океана терригенным осадочным материалом (рис. 10), а также особенности размещения суши в разных частях океана.

В самом деле, южная часть Тихого океана получает с суши очень мало материала — это в основном ледовый сток Антарктиды. Поступление осадочного материала из Южной Америки ничтожно, так как ничтожен и водосборный бассейн; кроме того, основную его часть занимает аридная зона.

Совершенно иные условия поступления осадочного материала в северную и особенно в северо-западную часть Тихого океана, где проходит северная часть нашего разреза. Как видно из рис. 8, именно здесь располагается зона с максимально высоким модулем твердого стока, из которой в эту часть океана сбрасывается максимальное количество терригенного материала и в том числе, конечно, силикатного.

Особенности подготовки и поступления осадочного материала в океан с суши и находят свое отражение в распределении концентраций валового кремнезема во взвеси. Как и следовало ожидать из общей ситуации, именно в северной части океана наблюдаются максимальные содержания SiO_2. Высокие значения концентрации валового кремнезема в экваториальной зоне связаны с напряженной гидродинамической ситуацией и поступлением сюда вод, омывающих берега северной и южной Америки (воды Калифорнийского и Перуанского течений).

Таким образом, если в распределении аморфного кремнезема можно было проследить связь с климатической зональностью через положение основных зон подъема глубинных вод, то для валового кремнезема зональность прослеживается тоже, но иначе. Здесь главную роль играет поставка осадочного материала с суши, отражающая зональность кор выветривания и модулей твердого стока в пределах водосборного бассейна океана.

ЭЛЕМЕНТЫ БАЛАНСА ВЗВЕШЕННОГО КРЕМНЕЗЕМА В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Роль терригенного и биогенного осадкообразования

В настоящее время выполнено столь значительное количество определений содержаний взвеси в различных частях Мирового океана, что на их основе могут быть сделаны некоторые суммарные подсчеты. По опубликованным ранее данным (Лисицын, 1964), в настоящее время в водах Мирового океана, включая моря, находится во взвеси 1 370 323 млн. *т* осадочного материала.

Интересно сопоставить это количество с ежегодным стоком взвешенных и растворенных веществ в океан с суши. По данным О. А. Алекина и Л. В. Бражниковой (1961), сток растворенных веществ в океан состав-

ляет 3300 млн. *т*; это мало расходится с более ранними определениями Г. В. Лопатина (1950), которые дали величину 3600 млн. *т*. Ежегодный сток взвешенного материала с суши, по подсчетам Г. В. Лопатина (1950), составляет 12,696 млн. *т*. Всего, таким образом, с суши сбрасывается в океан около 16 млрд. *т* растворенного и взвешенного материала ежегодно.

При среднем содержании взвеси в Мировом океане 1370 млрд. *т* для накопления этого количества материала при условии, что вся растворенная часть речного стока будет переведена организмами во взвесь, необходимо всего 80—100 лет.

Современное содержание взвеси в водах Мирового океана — результат динамического геохимического равновесия. Поэтому общее количество поступающих в океан взвешенных и растворенных веществ должно быть приблизительно равно их количеству, оседающему на дно океана.

Для определения масштабов современной биогенной седиментации чрезвычайно важно узнать, какую же часть этого взвешенного материала составляет аморфный кремнезем, какое его количество ежегодно извлекается организмами из разбавленных растворов и превращается во взвесь, т. е. в кремнистый осадочный материал.

Известно, что для образования кремнистых скелетов, являющихся основой кремнистой взвеси, организмы должны выполнить огромную работу по концентрации кремнезема и других сопряженных с ним элементов. Эта работа столь значительна, что многие геологи упорно отвергали возможность ее существования. Так, например, К. Краускопф (1963) пишет: «Особенно непонятно низкое содержание кремнезема в морской воде ($0{,}1—4\cdot10^{-4}\%$ в поверхностных слоях, $5—10\cdot10^{-4}\%$ на глубине). Поскольку реки непрерывно выносят в бассейн воду с концентрацией кремнезема в несколько раз большей, чем в морской воде (в среднем $35\cdot10^{-4}\%$ — *прим. наше*), то должен действовать какой-то очень интенсивный процесс или процессы по удалению кремнекислоты из морской воды. Коагуляция коллоидного кремнезема электролитами не может быть основным процессом, как это утверждали некоторые геологи, хотя бы потому, что большая часть кремнезема, приносимого реками, находится в виде истинного раствора. Этот процесс не может представлять собой также непосредственное осаждение, поскольку аморфный кремнезем обнаруживает в лабораторных условиях такую же растворимость в морской воде, как и в воде пресной. Очень вероятно, что деятельность диатомей и других выделяющих кремнекислоту организмов должна играть в этом процессе важную роль; однако работа Г. Бина с соавторами (Bien et al., 1958) показывает, что должен действовать и какой-то дополнительный процесс,— вероятно, адсорбция кремнезема твердыми частицами в присутствии электролитов» (стр. 227—228).

Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют ответить на вопрос о действительной роли биогенных факторов, а также о роли сорбционного механизма осаждения кремнезема.

Мы подчеркивали, что при микроскопическом и электронно-микроскопическом исследовании взвеси в целом и различных ее фракций от песчаной до субколлоидной (меньше 0,001 *мм*) было установлено, что весь аморфный кремнезем во взвеси представлен форменными остатками панцирей планктонных организмов (диатомовые, радиолярии, силикофлагелляты) и очень редко — спикулами губок. Сохранность этих остатков была столь хорошей, что специалисты изучили видовой состав и количественное распределение разных форм во взвеси с различных глубин Мирового океана.

Что касается коллоидных фракций, а также пелитового материала (частицы размером менее 0,01 *мм*), то электронно-микроскопическое исследование показало, что и здесь аморфный кремнезем представлен лишь

остатками панцирей кремнистых организмов, главным образом диатомовых водорослей.

Электронно-микроскопическое исследование и химический анализ аморфного кремнезема в разных фракциях взвеси (от крупного алеврита до субколлоидной фракции) показали, что как во взвеси, так и в донных осадках в пелитовой фракции количество его резко возрастает от крупных фракций к более тонким. Максимальные содержания кремнезема наблюдаются во фракциях крупного (0,01—0,005 *мм*) и среднего (0,005—0,001 *мм*) пелита, а во фракции субколлоидной и более тонких, где, по теории Г. Бина, мы должны были бы ожидать особенно высокой концентрации его на развитой поверхности частиц, наблюдается обратная картина — повсеместно резкое уменьшение содержания кремнезема.

Электронно-микроскопические снимки показывают нам и причины такого уменьшения: в связи с резким увеличением поверхности частиц биогенного материала начинается их быстрое растворение, что особенно хорошо видно по сильной коррозии остатков кремниевых панцирей. В итоге весь фактический материал по распространению и составу взвеси и донных осадков (см. статью Лисицына в этом сборнике) побуждает отрицательно отнестись к теории Г. Бина для объяснения основных закономерностей распределения кремнезема во взвеси и в формировании кремнистых осадков. Кроме того, всестороннее изучение донных отложений показывает, что современные кремнистые осадки накапливаются в Мировом океане только там, где идет накопление остатков организмов с кремниевой функцией.

Таким образом, именно биогенная седиментация является основной для накопления кремнистых осадков.

Энергетической пружиной для концентрации кремнезема и других элементов и соединений, необходимых живым организмам, является органическое вещество, которое образуется за счет фотосинтеза фитопланктоном (первичное органическое вещество), а затем уже используется всеми другими обитателями океанов. Энергетические запасы, накапливающиеся в Мировом океане в результате фотосинтеза, колоссальны и пока еще недостаточно осознаны геологами-осадочниками.

По известным определениям Дж. Райли (Riley, 1944), первичная продукция Мирового океана оценивалась $126 \pm 82 \cdot 10^9$ *т* $C_{орг}$.

Более точные данные, полученные методом определения первичной продукции по изотопу углерода С-14 и кислородному методу, а также оценкой растительных пигментов и др., приведены Г. Г. Винбергом (1960). По его последним определениям, первичная продукция равна $35—75 \cdot 10^9$ (35—75 млрд. *т*).

Если сопоставить только первичную продукцию углерода с количеством осадочного материала, то оказывается, что этого вещества — горючего для всех процессов концентрации и других преобразований, связанных с затратами энергии,— производится ежегодно на поверхности океана в 3—6 раз больше, чем поступает растворенного и взвешенного осадочного материала с суши. Учитывая, что вместе с органическим углеродом планктонные организмы накапливают в огромных количествах многие другие элементы (их в настоящее время насчитывается около 70), то уже одно это сопоставление говорит о поистине колоссальной роли биогенной седиментации в океанах в настоящем и прошлом — роли, которая продолжает недооцениваться литологами и геологами.

Основными продуцентами $C_{орг}$ в океане ныне являются диатомовые водоросли, которые продуцируют по крайней мере 70% общего количества органического вещества в Мировом океане. Таким образом, главная роль в осадочном процессе в целом, и в частности в процессе накопления $C_{орг}$ и аморфного кремнезема, принадлежит диатомовым водорослям — вывод, который подтверждается изучением кремнистых остатков в дон-

ных осадках Мирового океана. Это открывает исключительно важные возможности для подсчета баланса кремнезема в океане.

Нами было показано, что в диатомовых водорослях и в диатомовой взвеси из поверхностных слоев Мирового океана аморфный кремнезем и органический углерод количественно тесно связаны между собой (Лисицын, 1964). Это отношение названо нами характерным отношением $SiO_2/C_{орг}$. Для диатомовых водорослей оно равняется 2,3 (на 1 *г* органического углерода обычно приходится 2,3 *г* аморфного кремнезема).

В целом для Мирового океана на 35—70 млрд. *т* $C_{орг}$, которое ежегодно продуцируется при фотосинтезе, должно, таким образом, приходиться 80,5—161 млрд. *т* аморфного кремнезема, который связывается в виде панцирей организмов фитопланктона. Кроме того, диатомовые водоросли в протоплазме концентрируют 1,5—3,0 млрд. *т* фосфора, 3,8—7,7 млрд. *т* железа и ряд других элементов (Лисицын, 1964).

Таким образом, фитопланктон образует за счет фотосинтеза ($C_{орг}$), перевода из сильно растворимых форм в панцири (аморфный кремнезем) и извлечения из растворов со связыванием в виде органических соединений в протоплазме примерно 120—240 млрд. *т* веществ, т. е. в 10 раз больше, чем поставляется осадочного материала в океан растворенным и твердым стоком. Только диатомовые водоросли ежегодно поставляют осадочного материала в 7 раз больше, чем весь материковый сток.

Отсюда становится понятным также и постоянный дефицит основных биогенных элементов в океане, в частности, низкое содержание кремнезема в морской воде сравнительно с речной. Жизненными процессами используется почти весь поступающий с суши и из глубин океана к поверхности материал. Для развития жизни здесь, в зоне фотосинтеза, постоянно не хватает биогенных элементов, и это сдерживает масштабы биогенной седиментации. Так, если по оценке С. В. Бруевича (1953) ежегодный сток растворенного кремнезема с суши составляет 324 млн. *т* (0,3 млрд. *т*), то приведенные выше вычисления показывают, что для развития фитопланктона на протяжении года его требуется по крайней мере в 250 раз больше. Поэтому развитие планктона с кремниевыми панцирями местами оказывается невозможным, что и наблюдается в действительности в умеренной и тропической зонах южного и северного полушарий.

Отсюда и из изучения количественного распределения и качественного состава взвешенного материала по вертикали, из сопоставлений растворенной и взвешенной форм кремнезема следует и другой важный вывод: для развития диатомового фитопланктона кремнезем должен использоваться неоднократно, по крайней мере десятки и даже сотни раз на протяжении года. Это и наблюдается при растворении кремниевых панцирей диатомовых водорослей, которое идет особенно быстро в зоне фотосинтеза (до 100 *м*) и продолжается далее до дна. Донных осадков достигает, как уже говорилось, максимально $^1/_{10}$, а местами $^1/_{50}$—$^1/_{100}$ исходного кремнезема, продуцированного на поверхности, основная же его часть вновь переходит в воду, совершая как бы «холостой ход» по отношению к донным осадкам (Лисицын, 1964).

Только в особых зонах Мирового океана, в зонах дивергенции, создаются особые, уникальные условия, когда к поверхности почти непрерывно подаются минеральные вещества, накопленные в глубинных водах. Именно в таких районах реализуются основные запасы этих веществ, здесь, в частности, и идет накопление кремниевой взвеси и кремнистых донных осадков. В виде кремниевой взвеси ежегодно связывается только $^1/_{300}$—$^1/_{700}$ часть запасов кремнезема Мирового океана. При ежегодном стоке растворенного кремнезема с суши 0,3 млрд. *т* (Бруевич, 1953) и запасах SiO_2 в Мировом океане 5480 млрд. *т* (Страхов, 1963) связывается планктоном в кремниевые панцири лишь 80—161 млрд. *т* (Лисицын, 1964). Если поверхностные воды — арена фотосинтеза, концентрации и

захвата элементов и соединений, то глубинные — область распада протоплазмы и растворения панцирей, область глубоких преобразований взвеси.

Обычно под биогенной седиментацией понимают лишь накопление в донных осадках остатков раковинок или панцирей организмов, а также органического углерода. При этом совершенно выпадает из поля зрения самая главная часть процесса — захват и концентрация многих элементов из деятельной зоны (0—200 *м*) и перенос их в глубины океана, откуда растворимые элементы вновь поступают в определенных местах или в определенные сезоны к поверхности океана, а труднорастворимые и нерастворимые идут на дно. В этом случае малостойкие $C_{орг}$ и аморфный кремнезем играют роль «транспорта», доставляющего большое количество труднорастворимых элементов, накопленных водорослями, в глубины, а затем сами уходят в раствор. Слаборастворимые элементы при этом идут на дно, но не в панцирях и не в органическом углероде, а преимущественно отдельно от них — в виде коллоидов, микрокристаллов, а также сорбированными на поверхности частиц. При изучении только донных осадков такой процесс не может быть подмечен, однако данные по взвеси определенно указывают на его огромный размах. Таким образом, биологическая концентрация и транспортировка сменяются на самом последнем этапе хемогенным процессом огромного масштаба.

Понятие о биогенном осадкообразовании, таким образом, должно быть расширено.

Закономерности распределения первичной продукции кремнезема в Мировом океане

Под первичной продукцией кремнезема, или его абсолютной массой, во взвеси из поверхностного слоя вод (до 50—100 *м*) мы понимаем количество кремнезема, которое извлекается из истинных растворов морской воды диатомовыми водорослями (а именно они дают основную часть продукции фотосинтеза) и связывается ими в опаловые панцири.

Принципиальное решение вопроса об абсолютных массах кремнезема по взвеси сводится к тому, что на основе данных о первичной продукции $C_{орг}$, характерного отношения $SiO_2/C_{орг}$ и представления о том, что диатомовые обеспечивают основную часть первичной продукции $C_{орг}$ (более 70%), можно определить годовую продукцию аморфного кремнезема.

Для этих построений нами использована карта первичной продукции фитопланктона в Мировом океане, опубликованная Ф. Хесснером (Hessner, 1959, рис. 9).

Исследования, проведенные в последние годы, показали, что карта эта сильно схематизирована, местами приводимые значения завышены. Однако, что для нас особенно важно, принципиальная картина распределения первичной продукции, области концентрации $C_{орг}$ у всех авторов остаются практически теми же, что и у Хесснера.

На основе данных по годовой продукции фотосинтеза $C_{орг}$, полученных Хесснером, и определений характерных отношений $SiO_2/C_{орг}$, сделанных нами для разных зон Мирового океана (Лисицын, 1964), удалось построить схему первичной продукции или абсолютных масс аморфного кремнезема во взвеси (рис. 18). Эта схема относится к слою фотосинтеза (0—100 *м*).

Из сопоставления этой схемы со схемой распределения кремнезема во взвеси можно установить, что здесь выделяются те же зоны кремненакопления, что отмечены нами при изучении взвеси. Их три — наиболее южная антарктическая, соответствующая антарктическому поясу кремненакопления, северо-тихоокеанская, захватывающая и Берингово море вплоть до Анадырского залива, и, наконец, экваториальная.

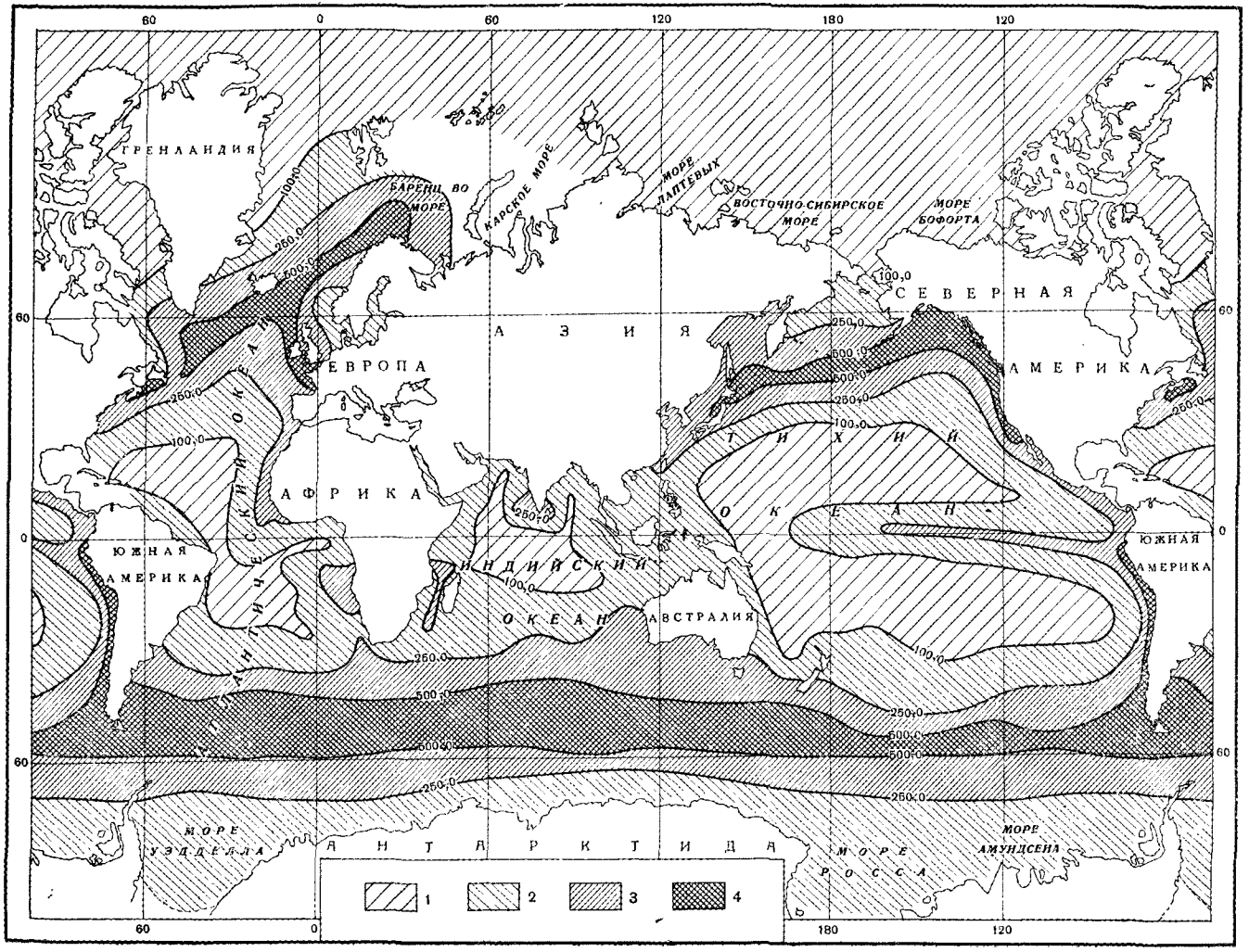


Рис. 18. Схема абсолютных масс или годовая продукция аморфного кремнезема в Мировом океане. Составлена на основании данных по первичной продукции по С-14 и кислороду, а также данных о связи между аморфным кремнеземом и $C_{орг}$ в разных климатических зонах (в SiO_2 на *м²/год*)

1 — меньше 100; *2* — от 100 до 250; *3* — от 250 до 500; *4* — больше 500

Из схемы видно, что в экваториальной зоне фитопланктоном продуцируется ежегодно на поверхности в 1 $м^2$ 100—250 г $SiO_{2\,аморф}$, в то время как в Антарктике это количество достигает 500.

Местные подъемы глубинных вод существуют также и в ряде мест близ побережий материков (западные побережья Южной Америки и Африки, в районе Ньюфаундленда и др.). Сомнительными являются подсчеты для северной Атлантики. Здесь, по-видимому, характерное отношение совсем иное, чем в других районах, что подтверждается и нашими данными по сепарационной взвеси, и результатами микроскопического изучения взвеси, выполненными Н. М. Вихренко и В. К. Николаевой (1962).

Изучение баланса различных форм кремнезема — силикатного, кварцевого и аморфного — в разных районах Мирового океана — дело будущих исследований, пока по этому вопросу еще не хватает данных.

ВЫВОДЫ

1. Изучение количественного распределения аморфного кремнезема во взвеси позволяет выделить три зоны образования современной кремнистой взвеси — наиболее мощную антарктическую, опоясывающую весь земной шар, северо-тихоокеанскую, захватывающую также Берингово и Охотское моря, а также экваториальную, наименее выраженную, прерывистую.

2. Места поступления растворенного аморфного кремнезема отделены от мест его связывания в виде кремневых панцирей организмов планктона расстояниями в многие тысячи километров. В динамическом резервуаре океана идет обобщение, «обезличивание» кремнекислоты, поступающей из любых возможных источников — с суши, за счет деятельности вулканов, высачивания из грунтовых растворов, подводного выветривания и др. Именно эта переменная и «обезличенная» в пределах океана кремнекислота и реализуется затем в строго определенных зонах в виде кремнистой взвеси.

3. Изучение вещественного состава взвеси с использованием микроскопических, электронно-микроскопических, рентгеновских и термических методов показало, что единственной формой аморфного кремнезема во взвеси являются остатки организмов с кремневой функцией.

4. Наибольшее значение в современном кремненакоплении во взвеси имеют диатомовые водоросли (более 70% кремнистой взвеси океана), за ними следуют радиолярии и силикофлагелляты; очень редко во взвеси встречаются спикулы бентических губок.

5. Анализ взвеси по вертикали показал, что содержание аморфного кремнезема быстро уменьшается в ней с глубиной, причем наиболее резко это снижение происходит в верхних 100 *м* водной толщи.

6. Микроскопическое и электронно-микроскопическое изучение взвеси с самых различных глубин океана, из разных климатических зон, в частности на двух трансокеанских меридиональных разрезах через Индийский и двух таких же разрезах через весь Тихий океан, показало, что вплоть до придонного слоя аморфный кремнезем во взвеси представлен остатками панцирей фитопланктона и зоопланктона (радиолярии). Никаких других форм взвешенного аморфного кремнезема, в частности гелевых сгустков, ни в одной из изученных проб не отмечалось. Даже близ действующих вулканических очагов вся кремнистая часть взвеси была органогенной.

7. Из всего сказанного о количественном распределении и составе взвеси следует, что весь аморфный кремнезем в ней биогенный и что, таким образом, современный процесс кремненакопления в Мировом океане биогенный.

8. Только в определенных зонах океана с интенсивным биогенным кремненакоплением во взвеси можно ожидать накопления кремнистых осадков на дне — эти зоны связаны с подъемом глубинных вод к поверхности океана, в зону фотосинтеза (дивергенция).

9. Несмотря на сильное растворение взвешенного кремнезема при осаждении, кремнистые пояса, обнаруженные на поверхности океана, всюду прослеживаются до дна, даже при глубинах в 5 *км* и более. При этом поверхностного слоя донных осадков или, другими словами, придонного слоя воды достигает всего $^1/_{10}$—$^1/_{100}$ часть количества кремнезема, продуцированного на поверхности.

10. Энергетической основой громадной концентрации кремнезема фитопланктоном с кремниевой функцией из сильно разбавленных растворов является фотосинтез.

Определение потенциального запаса фотосинтетического углерода указывает на колоссальные, еще недооцененные масштабы биогенного процесса. Ежегодно только за счет фотосинтеза на поверхности океана образуется в 10 раз больше осадочного материала, чем его поставляется за то же время с суши.

11. Никакого коллоидного кремнезема, за исключением только небольшого количества тончайших обломков кремнистых панцирей, размерами менее 0,001 *мм*, не обнаружено. Этот золь кремнезема очень неустойчив и представляет собой лишь промежуточный и самый короткий этап на пути распада диатомового материала, имеющего в основном размеры 0,01—0,05 *мм*, и радиоляриевого, с исходными размерами более 0,05 *мм*. Распад идет от алеврита через грубый и средний пелит до субколлоидной и коллоидной фракций и заканчивается полным растворением. Частицы кремнезема, имеющие размер коллоидной фракции, следовательно, также биогенного происхождения.

Указанные выводы сильно ограничивают круг гипотез по вопросу о геохимии кремнезема и накопления кремнистых осадков и осадочных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Алекин О. А., Бражникова Л. В. Вынос растворенных веществ с земной поверхности. — В сб.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960.

Беклемишев К. В. Питание некоторых массовых видов планктонных копепод в дальневосточных морях. — Зоол. ж., 1954, **33**, вып. 6.

Беклемишев К. В. Избыточное питание зоопланктона и вопрос об источниках пищи донных животных. — Труды Всес. гидробиол. об-ва, вып. 8, 1957.

Беклемишев К. В. О значении колоциальности для планктонных водорослей. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 51, 1961.

Беляев Ю. И., Иванов Л. М., Никитина М. В. Сравнительные исследования квантометра ARZ и многоканальной фотоэлектрической установки ДФС-10. — В сб.: «Методы анализа металлов и сплавов». М., Металлургиздат, 1964.

Беляев Ю. И., Хитров Л. М. К вопросу о применении квантометров для анализа геологических пород. — Ж. аналит. хим., 1963, 18, 310, вып. 3.

Беляев Ю. И., Хитров Л. М. Применение квантометра в океанографических исследованиях. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 75, 1964.

Богоявленский А. Н. Гидрохимические исследования. — Труды Сов. антаркт. экспедиции, вып. 5, 1959.

Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.

Винберг Г. Г. Первичная продукция водоемов. Минск. Изд-во АН БССР, 1960.

Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. — Труды Биогеохим. лабор. АН СССР, № 3, 1935; № 4, 1938; № 6, 1944.

Виноградов А. П. Химический состав морского планктона. — Труды Всес. научно-исслед. ин-та рыбн. хоз-ва и океаногр., № 7, 1937.

Вихренко Н. М., Николаева В. К. Исследования взвешенных веществ поверхностного слоя вод северной Атлантики в рейсах э/с «М. Ломоносов». — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 56, 1962.

Вотинцев К. К. О скорости регенерации биогенных элементов при разложении *Melosira baicalensis*.— Докл. АН СССР, 1953, **102**, № 3.
Герасимовский В. П., Беляев Ю. И. О содержании хрома, никеля, ванадия, меди в щелочных породах Кольского полуострова.— Геохимия, 1963*а*, № 1.
Герасимовский В. П., Беляев Ю. И. О содержании марганца, бария и стронция в щелочных породах Кольского полуострова.— Геохимия, 1963*б*, № 12.
Горюнова С. В. Распознавание живых и мертвых клеток водорослей методом люминесцентной микроскопии.— Вестн. АН СССР, 1952, **100**, № 6.
Горюнова С. В. Применение метода флюоресцентной микроскопии для определения живых и мертвых клеток водорослей.— Труды Ин-та микробиол. АН СССР, т. 64, вып. 2, 1956.
Горюнова С. В. Особенности процессов автолиза у диатомовых водорослей.— Труды Океаногр. комис. АН СССР, 1958, № 3.
Горюнова С. В. Некоторые закономерности развития и распада планктонных форм водорослей в дальневосточных морях.— Труды Океаногр. комис. АН СССР, т. I, II, № 84, 1959.
Горюнова С. В. и Жданова Г. Н. Состояние и перспективы развития методов люминесцентного анализа в гидробиологии.— Успехи современной биологии, 1961, 51, вып. 3.
Горюнова С. В. и Кабанова Ю. Г. Особенности автолитического распада клеток у некоторых перидиней.— Изв. АН СССР, серия биолог., 1958, № 4.
Зубов Н. Н. О скорости опускания в океане растворяющихся частиц.— Вестн. МГУ, 1955, № 8.
Иваненков В. Н., Губин Ф. А. Водные массы и гидрохимия западной и южной частей Индийского океана.— Труды Морского гидрофиз. ин-та, № 22, 1960.
Кварацхели Ю. К. Применение плазменного источника для спектрального анализа сплавов.— Зав. лаб., 1960, № 5, 557.
Козлова О. Г. Количественное содержание диатомовых водорослей в водах Индийского сектора Антарктики.— Докл. АН СССР, 1961, 138, № 1.
Козлова О. Г. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики. М., Изд-во «Наука», 1964.
Краускопф К. Геохимия кремнезема.— В сб.: «Геохимия литогенеза». М., ИЛ., 1963.
Кутюрин В. М. Определение количества хлорофилла в морской воде и спектральный анализ пигментов морского фитопланктона.— Труды Сов. антаркт. экспедиции, № 5, 1959.
Кутюрин В. М., Лисицын А. П. Растительные пигменты во взвеси и донных осадках Индийского океана. Сообщение 1. Растительные пигменты во взвеси.— В сб.: «Океанологические исследования», № 3 (серия «Результаты МГГ»). М., Изд-во АН СССР, 1961.
Кутюрин В. М., Лисицын А. П. Растительные пигменты во взвеси и донных осадках Индийского океана. Сообщение 2. Растительные пигменты во взвеси.— В сб.: «Океанологические исследования», № 5 (серия «Результаты МГГ»). М., Изд-во АН СССР, 1962.
Лисицын А. П. Методика изучения взвеси с геологическими целями.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 19, 1956.
Лисицын А. П. Новые данные о распределении и составе взвешенных веществ в морях и океанах в связи с вопросами геологии.— Докл. АН СССР, 1959, **126**, № 4.
Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах.— В сб.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.
Лисицын А. П. Распределение и состав взвеси из северной и южной частей Тихого океана в связи с вопросами питания глубоководных организмов.— Докл. на X Тихоокеанском конгрессе в Гонолулу в 1961 г. (Abstracts of Simposium papers. Honolulu, USA, 1961).
Лисицын А. П. Распределение и состав взвеси в водах Индийского океана. Сообщение 1. Количественное распределение.— В сб.: «Океанологические исследования», № 2 (серия «Результаты МГГ»). М., Изд-во АН СССР, 1960.
Лисицын А. П. Распределение и состав взвеси в водах Индийского океана. Сообщение 2. Гранулометрический состав.— В сб.: «Океанологические исследования», № 3 (серия «Результаты МГГ»). М., Изд-во АН СССР, 1961.
Лисицын А. П. Распределение и состав взвеси в водах Индийского океана. Сообщение 3. Сопоставление гранулометрического состава взвеси и донных осадков.— В сб.: «Океанологические исследования», № 5 (серия «Результаты МГГ»). М., Изд-во АН СССР, 1962.
Лисицын А. П. Взвешенные вещества в океане.— Бюлл. Океаногр. комиссии АН СССР, 1962, № 10.
Лисицын А. П. Применение погружных и палубных насосов для получения глубинных проб воды большого объема.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 5, 1962.
Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. Результаты исслед. по программе МГГ.— Океанология, 1964, № 10.

Лисицын А. П. и Глазунов В. А. Конструкция и опыт эксплуатации батометров объемом 200 л.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 44, 1960.
Лисицын А. П., Живаго А. В. Современные методы изучения геоморфологии и осадков дна морей Антарктики.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 6.
Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов.— Природа, 1950, № 7.
Семина Г. И. Факторы, влияющие на вертикальное распределение фитопланктона в море.— Труды Всес. гидробиол. об-ва, № 8, 1957.
Скопинцев Б. А. О скорости разложения органического вещества отмершего планктона.— Труды Всес. гидробиол. об-ва, № 1, 1949.
Соколова М. Н. Некоторые особенности экологии глубоководных донных беспозвоночных.— В Сб.: «Достижения океанологии» (серия «Итоги науки»). М., Изд-во АН СССР, 1959.
Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев Н. А., Сапожников Д. Г., Шитова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, III. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Чиндонова Ю. Г. Питание некоторых групп глубоководного макропланктона в северо-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 30, 1959.
Чумаков В. Д. О содержании взвешенного кремния в морской воде.— Труды Сов. антаркт. экспедиции, 1961, № 19.
Bien G. S., Contois D. E., Thomas W. H. The Removal of soluble silica from fresh water entering the sea.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, 14.
Clarke F. W. Data of geochemistry.— 5-th ed. Bull. U. S. Geol. Surv., N 770, 1924.
Correns K. W. Über die Loslichkeit von Kieselsaure in schwachen Sauren und alkalischen Lösungen.— Chem. Erde, 1940, № 1.
Gessner F. The vertical distribution of phytoplankton and the thermocline.— Ecology, 1948, 23, N 3.
Greenberg S. A. The depolymerisation of silica in sodium hydroxide solutions.— J. Phys. Chem., 1957, 61, 960.
Iler R. K. The colloid chemistry of silica and silicates. N. Y., 1955.
Jörgensen E. G. Solubility of the silica in diatoms.— Physiol. plantarum, 1955*a*, 8.
Jörgensen E. G. Variations in the silica content of diatoms.— Physiol. plantarum, 1955*б*, 8.
Jörgensen E. G. Diatom periodicity and silicon assimilation.— Dansk. bot. arkiv, 1957*в*, 18, 5.
Lewin J. C. Dissolution of silica from diatom walls.— I Internat. Oceanogr. Congr. Preprints. Washington, 1959.
Lewin J. C. The dissolution of silica from diatom walls.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, 21, N 3/4.
Marshall S. M., Orr A. P. Experimental feeding of the Copepod C lanus finmarchicus on phytoplankton cultures labelled with radioactive carbon (^{14}C).— Deep-Sea Res. Paper. Marine Biol. und Oceanogr. Suppl., 1955*a*, 3.
Marshall S. M., Orr A. P. On the biology of Calanus finmarchicus. VIII. Food uptake, assimilation and excretion in adult and stage V. Calanus.— J. Marine Biol. Assoc. U. K., 1955*б*, 34, N 3.
Moore E., Mainard W. Solution, transportation and precipitation of iron and silica.— Econ. Geol., 1929, N 3—6.
Moore H. B. Muds of the Clyde Sea area.— J. Marine Biol. Assoc. U. K., 1931, 17, N 2.
Okamoto G., Ocura T., Goto K. Properties of silica in water.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, N 1/2.
Riley G. A. The carbon metabolism and photosynthetic efficiency of the Earth as a whole.— Amer. J. Sci., 1944, 32.
Rogall E. Über den Feinbau der Kieselmembranen der Diatomeen.— Planta, 1939, 29, 279.
Simons L. H., Monagan P. H., Taggart M. S. Aluminium and iron in Atlantic and Gulf of Mexico surface waters.— Analyt. Chem., 1953, 25, 989.

А. П. Лисицын

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ КРЕМНИСТЫХ ОСАДКОВ И ИХ СВЯЗЬ С КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТЬЮ

ВВЕДЕНИЕ

Привлечение новых данных, полученных за последние годы в области изучения донных отложений, для познания закономерностей распределения кремнистых осадков представляет особый интерес для литологов. Развитие наших знаний о древних кремнистых породах долгое время тормозилось слабой изученностью процесса современного кремненакопления. До сих пор в геологической литературе бытуют самые противоречивые и порой неверные представления о роли, распространении и генезисе современных кремнистых осадков. Это вполне естественно, так как если современные осадки были долгое время изучены недостаточно, то особенно это относилось к кремнистым осадкам, распространенным в высоких широтах северного и южного полушарий, в труднодоступных районах, значительную часть времени покрытых льдом.

Слабая изученность, недостаток фактического материала были причиной существования наряду с обоснованными представлениями о современном кремненакоплении множества гипотез, очень далеких от природной действительности.

Отсюда первое, что необходимо для познания закономерностей современного осадкообразования,— это достаточный фактический материал по осадкам из самых различных климатических зон Мирового океана, а также изучение его методами, принятыми для исследования древних осадочных пород. В частности, малоэффективно использование микроскопических методов подсчета количества кремнистых остатков в осадках — методов, которые широко распространены при изучении современных отложений,— необходимо применение более точных и объективных аналитических методов.

За последние годы, особенно в период проведения Международного геофизического года и позднее, были получены очень большие материалы по донным осадкам из самых различных районов Мирового океана. Огромное количество проб было собрано за период с 1949 по 1962 г. экспедициями Института океанологии АН СССР на э/с «Витязь» (более 5000 станций), а в антарктических водах — Морской Антарктической экспедицией АН СССР на д/э «Обь» (более 500 станций в труднодоступных районах Антарктики и южного полушария). Эти материалы и были использованы как основные при всех дальнейших построениях. Кроме того, привлекались также все доступные данные других советских и зарубежных экспедиций, касающиеся количества или микроскопических определений форм кремнезема в донных осадках.

Под кремнеземом, или кремниевым ангидридом, мы понимаем широко распространенное природное соединение кремния в виде окисла SiO_2. В природе распространены как аморфная, так и кристаллическая формы кремнезема. Наиболее обычной кристаллической формой является кварц и его разновидности, а из аморфных разновидностей—опал.

Вместе с тем кремниевый ангидрид является кислотным окислом, которому соответствуют кремниевые кислоты. Их соли также широко развиты в природе и называются силикатами.

При химическом анализе определяют как общее (валовое) содержание кремниевого ангидрида в осадке, так в ряде случаев и отдельно содержание кристаллической — кварцевой — его формы. По разности между содержанием валового кремниевого ангидрида и кварцевого можно определить его количество, находящееся в осадках в силикатной форме. Отдельно определяется содержание аморфного кремнезема.

В осадочных породах геологического прошлого в ряде случаев бывает трудно выяснить источники образования кремнезема, поскольку его аморфные разности с течением времени кристаллизуются. В современных донных отложениях такое разделение можно выполнить уверенно.

При постановке исследований количественного распределения и основных форм кремнезема в осадках ставилась задача изучения всех доступных его разностей: аморфного, валового, силикатного и кварцевого, всех видов его в органических остатках — диатомовых водорослях, радиоляриях, силикофлагеллятах и губках. Впервые удалось по одним и тем же пробам выполнить как разнообразные химические определения различных форм кремнезема, так и количественные и качественные микроскопические исследования их специалистами — литологами, палеонтологами и зоологами.

Это и дало возможность в каждой из многих сотен проб определить роль биогенных и абиогенных форм кремнезема, а также конкретное участие разных организмов в процессах кремненакопления в разных климатических зонах Мирового океана.

Главная задача, которая ставилась нами при таком исследовании,— получить наиболее объективное и полное представление о фактической, природной картине распределения и состава кремнезема, причем в тех же районах, в которых производилось исследование взвеси с поверхности океана и в его глубинах.

Методика химического анализа различных форм кремнезема в донных осадках, а также методы микроскопического анализа проб с определением видов и общего количества остатков различных кремнистых организмов в осадках были теми же, что и при изучении взвеси.

Процесс кремненакопления удалось, таким образом, проследить от самой поверхности океана и до донных осадков, причем ни одна из форм кремнезема во взвеси и в донных осадках не могла ускользнуть при аналитических и микроскопических определениях.

Наиболее широко распространенная форма кремнезема, не имеющего кристаллической структуры,— опалы, с содержанием воды около 12%. Они слагают панцири организмов-кремненакопителей (диатомовых водорослей, радиолярий, силикофлагеллят и кремневых губок).

Химические анализы показали, что стенки диатомовых водорослей состоят из чистого кремнезема: его содержание в панцирях диатомовых 96,5%, а на долю полуторных окислов приходится всего лишь 1,5% (Lewin, 1962).

Степень гидратации кремнезема панцирей у пресноводных диатомовых составляет для *Navicula pelliculosa* 9,6%, тогда как для морских диатомовых (*Biddulphia Sincusis*, *Coscinodiscus concinnus*) — всего около 1,9% H_2O. Содержание воды в кремнистом материале спикул губок составляет 5—13% (Lewin, 1962). Удельный вес кремнезема панцирей диатомовых

около 2,07 для современных и около 2,00 для ископаемых форм, показатель преломления — от 1,40 до 1,434 (Hull et al., 1953; Hart, 1957).

Содержание кремнезема в диатомовых в пересчете на их сухой вес колеблется от менее 1 до 50% и более и зависит от видового состава диатомовых, особенно от толщины их створок. Взвешенный осадочный материал из поверхностных слоев воды Южного океана содержит, по данным 50 анализов, от 1,39 до 38,95% аморфного кремнезема при среднем содержании 14,89% (Лисицын, 1964).

Как было показано выше (см. статью Богоявленского в этом сборнике), растворимость аморфного кремнезема в морской воде составляет $50—150 \cdot 10^{-4}$% (при температуре 0—25°); при 100° С растворимость возрастает до $360—420 \cdot 10^{-4}$%. Максимально известная в речной воде концентрация SiO_2 составляет $20—30 \cdot 10^{-4}$%, а в морской — $0,1—10 \cdot 10^{-4}$% (Бруевич, 1953). Таким образом, в природных водах он далек от насыщения и поэтому распространен в виде истинных недосыщенных растворов.

Сопоставление концентрации кремнезема в речных и морских водах показывает, что важнейшим его источником является суша, откуда, освобождаясь из пород в процессах выветривания, он выносится реками в океан.

Высокие концентрации кремнезема известны также в термальных водах. Именно здесь найдены максимальные его концентрации в природе. Поэтому термальные источники, как и процессы вулканизма в целом, также не могут быть исключены из рассмотрения.

Наряду с аморфным кремнеземом, находящимся в состоянии истинного раствора, реки поставляют в моря и океаны большое количество взвешенного кремнезема (в форме кварца, силикатов и алюмосиликатов). Местами к речному стоку добавляется также поставка его эоловым путем. В океанских отложениях, распространенных в определенных зонах с низкими темпами осадконакопления, может быть установлено также влияние и внеземного, космического, материала, содержащего много кремнезема. Из всех этих источников кремнезем поступает в основном в виде обломочного материала, т. е. имеет кристаллическую структуру и, следовательно, резко отличается от истинно растворенного аморфного кремнезема. Однако противопоставлять эти формы одну другой нельзя по следующим соображениям.

1. Известно, что растворимость наиболее стойкой при низкой температуре и давлении кристаллической формы кремнезема — альфа-кварца — резко возрастает с измельчением зерен. Обычная растворимость кварца $6—14 \cdot 10^{-4}$ % (Krauskopf, 1956). При особенно тонком раздроблении она всего в несколько раз ниже растворимости аморфного кремнезема.

2. Диатомовые водоросли имеют столь совершенный биологический механизм извлечения разбавленного аморфного кремнезема из воды, что снижают его содержание в ней до $0,06—0,08 \cdot 10^{-4}$ %. В таких условиях кварц оказывается пересыщенным и может начать растворяться. Этот процесс особенно свойствен наиболее тонкодисперсному кварцевому материалу.

3. Была экспериментально показана возможность извлечения диатомовыми кремнезема из кристаллических решеток глинистых минералов. Первоначально о таких опытах сообщили Д. Меррей и Р. Ирвин (Murray and Irvine, 1890—1891), а затем К. Купен (1922) выполнил эксперименты с использованием каолинита, ортоклаза. Наконец в СССР такие опыты проведены А. П. Виноградовым и Е. А. Бойченко (1942). Стерильная культура диатомовых в опытах развивалась на накрите (один из минералов группы колинита), причем его кристаллы под действием слизи диатомовых разрушались, теряли очертания и постепенно превращались в подобие тающих льдинок.

4. Силикатный кремнезем наряду с $CaCO_3$ является основным разбавителем опалового материала, накапливающегося на дне. Сопоставление роли кристаллической и аморфной разностей кремнезема позволяет судить о процессах кремненакопления и, в частности, количественно оценивать роль терригенного разбавления.

5. Многие исследователи, в том числе К. Краускопф (Krauskopf, 1959), Г. Аррениус (Arrhenius, 1954, 1963), считают, что в природных водах имеют место реакции аморфного кремнезема с катионами, которые и приводят к образованию аутигенных силикатов в морских и особенно в океанских осадках. Выявление возможности и масштабов такого процесса было бы недоступным без анализа также и силикатной части осадков с привлечением методов химического анализа и микроскопии.

Существует единодушное мнение, что в современных морях и океанах в огромных масштабах идет осаждение кремнезема, без чего концентрация его в морских водах должна была бы приблизиться к средней концентрации в реках. При этом некоторые исследователи считают, что «распространение органогенных кремнистых илов невелико и имеет местный характер и мы должны прийти к выводу, что химическое выпадение кремнезема должно происходить в довольно значительных размерах и в современных морях. Действительно, несомненно, что главная масса коллоидального кремнезема должна, попадая в соленую воду, коагулировать и выпадать близ устьев рек и вообще недалеко от берега» (Швецов, 1948, стр. 284).

К. Краускопф (Krauskopf, 1959) также считает деятельность диатомей недостаточной для извлечения столь значительных количеств кремнезема из воды.

Еще более определенно высказывался по этому поводу У. Х. Твенхофел (1936): «На потребляющие кремнезем организмы приходится малое количество, но где и как осаждается все остальное количество (кремнезема.— *А. Л.*) — до сих пор еще не определено в достаточной степени» (стр. 454). Далее он приходит к выводу, что весь кремнезем в природных водах может считаться коллоидным.

Основные представления о геохимии кремнезема базируются сейчас в интересных исследованиях Р. Илера (Iler, 1955), К. Краускопфа (Krauskopf, 1956), Д. Уайта, У. Бреннока и К. Мурата (Wite, Brannock, Murata, 1956) и Р. Сейвера (Seiver, 1957). Все эти авторы подробно рассматривают физико-химические особенности накопления кремнезема, однако ни один из них не мог дать ответа на вопрос об основном механизме кремненакопления в современных и древних осадках.

В отличие от чисто физико-химического подхода Н. М. Страхов (1954, 1960) использовал данные о распределении кремнезема в осадках водоемов разных типов и климатических зон, микроскопии донных осадков, выявил генетические типы и на основе этого правильно определил генезис современных и древних кремнистых пород. Именно такое направление исследований с сочетанием химико-аналитических, литологических и микроскопических методов дает наибольшие возможности, и именно в этом направлении развивалась наша работа по выявлению закономерностей распределения и генезиса кремнезема.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОСТАВКИ КРЕМНЕЗЕМА С СУШИ

В речных водах содержание кремнезема колеблется от десятых долей миллиграмма на литр до десятков миллиграммов. Цифры содержания кремнезема в водах разных рек земного шара далеко не беспорядочны. В водах рек Южной Америки и Африки—материков, расположенных в основном в теплом поясе, она почти вдвое больше, чем в водах рек умеренной и холодной зон, Европы и Азии. Если сопоставить концентрацию SiO_2

в реках, протекающих в тропической гумидной зоне, с реками других зон, то эта разница окажется еще большей.

Поступление растворенного и взвешенного кремнезема зависит от скорости процессов выветривания и их глубины. В настоящее время можно наметить две основных зоны поставки растворенного кремнезема реками: таежно-подзолистую, где при выветривании в растворы переходит кремнезем силикатных минералов, и гумидную тропическую, где процессы выветривания захватывают не только все силикаты и алюмосиликаты, но и наиболее стойкую форму кремнезема — кварц, который также переходит в растворы. Поскольку в тропической гумидной зоне выветривание затрагивает практически все содержащие кремний минералы и протекает с наибольшей скоростью там, где кора имеет максимальную мощность, то становится ясным, что именно здесь каждый квадратный километр суши дает больше растворенного кремнезема, чем во всех других зонах. Наряду с этим скорость смыва продуктов выветривания, в том числе силикатного материала, в тропической зоне также достигает максимальных известных для земной поверхности значений — более 240 *т/км*^{2} (Страхов, 1960).

В аридных зонах, где преобладают бессточные области и с суши практически не поступает растворенный кремнезем, некоторое количество силикатного материала и кварца все же поставляется в моря и океаны эоловым путем.

Практически не происходит химического выветривания с поставкой растворимого кремнезема и в обширной ледовой зоне, так как под толщей материковых льдов вода существует только в твердом состоянии, процессы химического выветривания крайне ослаблены. Наибольшее значение здесь имеет поставка в океан тонкораздробленного силикатного и кварцевого материала. Это обстоятельство весьма существенно, ибо с увеличением степени измельчения резко растет скорость растворения и гидратации кварца и силикатов.

Среднее содержание (*мг/л* или в *ppm*) растворенного кремнезема в речных водах земного шара (Livingstone, 1963) следующее:

Северная Америка	9	Австралия	3,9
Европа	7,5	Южная Америка	11,9
Азия	11,7	Среднее по Земле	13,1
Африка	23,2		

О переходе в раствор заметных количеств кремния при измельчении кварца и ряда силикатных минералов можно судить по экспериментальным данным У. Келлера, У. Белгорда и А. Рисмава (Keller, Balgord, Reesman, 1963). Они растирали 10 *г* чистых минералов с 100 *мл* воды в специальной ступке до размеров частиц 8 *меш*, на протяжении часа. После этого суспензия центрифугировалась и определялся состав осветленного раствора. Проводилось две серии опытов: одна — с бидистиллированной водой, вторая — с бидисталлированной водой, насыщенной углекислым газом. Полученные результаты для кремнезема сведены в табл. 1.

Количество кремнезема, переходящее в раствор, является мерой чувствительности минералов к процессам гидролиза и растворения. Из таблицы видно, что наиболее стойким является кварц, гораздо менее стойки силикаты и в особенности диопсид, который отдает в раствор почти в 7 раз больше кремния, чем кварц.

Еще в опытах Дебре в прошлом веке было показано, что при измельчении происходит значительное растворение полевых шпатов. В 1957 г. была проведена интересная серия опытов по растворимости кварцевых зерен, меченных радиоактивным Si-31. Оказалось, что процесс раствере-

ния кварца идет неравномерно: сначала в течение 30 *мин* происходит быстрое растворение кварца и рост радиоактивности раствора, на протяжении 30—90 *мин* растворение почти не идет и по истечении 90 *мин* скорость растворения вновь медленно нарастает. На гидролиз и растворение влияют многие факторы, из которых особенно важны тонкость измельчения минералов, состав растворителя, свойства минералов.

Таблица 1

Растворимость Si разных искусственно измельченных минералов (Keller, Balgord, Reesman, 1963)

Минерал	$Si_{раств.}$ в частях на млн. (*ppm*)		Минерал	$Si_{раств}$ в частях на млн. (*ppm*)	
	дистиллированная вода	дистиллированная вода, насыщенная CO_2		дистиллированная вода	дистиллированная вода, насыщенная CO_2
Кварц	3,5	4,0	Роговая обманка	5,0	9,0
Оливин	6,0	13,6	Лабрадорит	3,8	7,5
Энстатит	16,5	17,4	Микроклин	7,4	6,2
Диопсид	23,3	11,5	Нефелин	14,8	12,4
Авгит	17,7	11,0	Биотит	7,3	9,0

Примечание. pH дистиллированной воды 6,5—8,9, воды, насыщенной CO_2, 5,1—6,9. Все пробы минералов весом 10 *г* растирались в 100 *мл* воды.

Не вдаваясь в детали, можно утверждать, что поставка растворенного и взвешенного кремнезема с суши строго зональна. Максимальные количества растворенного кремнезема подаются с суши в тропической гумидной зоне, очень велика поставка здесь и взвешенного кремнезема, находящегося в кристаллической форме. Большое количество силикатной взвеси поставляют ледовые зоны. Как мы увидим далее, зоны современного кремненакопления связаны в основном с холодной гумидной и ледовой зонами и крайне слабо развиты в тропической гумидной области. Таким образом, районы поступления основной массы растворенного кремнезема отстоят от районов его накопления на дне в современных осадках на многие тысячи километров; на это обстоятельство — отрыв участков накопления от основных районов поставки кремнезема в водоемы — следует обратить внимание при интерпретации приводимых ниже данных.

АЗОНАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ ПОСТАВКИ КРЕМНЕЗЕМА

Помимо выветривания, дающего кремнезем океану, существенную роль играют процессы вулканизма. В частности, при выбросах пирокластического материала образуется много вулканического стекла — одного из видов аморфного кремнезема. Большое значение могут иметь и термальные источники, поскольку растворимость кремнезема при высоких температурах, как указывалось, резко возрастает.

Отмечается также возможность перехода в воду некоторого количества кремнезема при процессах подводного выветривания коренных пород и глинистых минералов (Seiver, 1957). Поскольку никаких существенных изменений глинистых минералов на протяжении четвертичного времени в донных осадках не устанавливается, то глины не могут быть заметным источником кремнезема.

Содержание кварца, а также различных силикатов в пелитовой фракции, как показывают рентгеновские анализы, обычно очень невелико, а в более крупных фракциях процессы подводного выветривания протека-

ют слабо, морская вода для большей части обломочных минералов является как бы консервирующей средой.

Наиболее правильное представление о роли тех или иных факторов в поставке и осаждении кремнезема на дно морей и океанов может быть получено не из чисто лабораторных физико-химических исследований, а из тщательного анализа природного материала, полученного из самых разнообразных мест. Только таким путем можно понять как геохимию кремнезема, так и основные черты современного и древнего кремненакопления. При изучении кремнезема во взвеси и в растворенном виде мы указывали (Лисицын, Беляев и др. в этом сборнике), что кремнезем, поступающий из различных источников,— с суши, за счет деятельности вулканов, высачивания, подводного выветривания и пр.— перемешивается и «обезличивается» в динамическом резервуаре океана, а связывается в виде кремниевой (в основном окисловой) взвеси. Было показано также, что главная форма взвешенного в водах аморфного кремнезема биогенная, т. е. остатки кремнистых организмов; никаких других аморфных образований и, в частности, гелевых сгустков нигде не отмечалось.

РОЛЬ КРЕМНИЯ В ОРГАНИЧЕСКОЙ ЖИЗНИ

Значение кремния в жизни диатомовых водорослей не исчерпывается его участием в построении панцирей.

Так же как и у других растений, кремнезем диатомовых связан с процессами аэробного дыхания и питания. Добавление кремнезема к культурам диатомовых, развивающимся в условиях нехватки питательных солей, оказывает более благоприятное воздействие на ход фотосинтеза, чем добавление солей азотных или фосфорных.

Кремний входит в ткани стеблей и пленки зерен высших растений. Было установлено, что при недостатке фосфора в почве добавление коллоидной кремнекислоты способствует более полному использованию фосфора. Так, Релей (1939) выяснил, что кремний необходим как микроэлемент, в частности, для развития свеклы (Прянишников, 1940). Следовательно, как для высших, так и для низших растений кремнезем играет роль катализатора в процессах усвоения азота и фосфора.

Опыты в стеклянных вегетационных сосудах показывают, что высшие наземные растения, как и диатомовые водоросли, могут получать необходимое им количество кремния за счет растворения стекла, т. е. обладают очень мощным механизмом экстракции кремнезема.

Установлено, что роль кремнезема особенно возрастает при внесении в почву или в воду фосфора в труднорастворимом виде. Несомненно также участие кремниевой оболочки в процессах обмена веществ между протоплазмой и водной толщей.

В лабораторных условиях производились опыты по выращиванию диатомовых водорослей в среде без кремнезема, при этом растения не погибали, и образовывали оболочку не из опала, а из пектиноподобного вещества.

КЛАССИФИКАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ КРЕМНИСТЫХ ОСАДКОВ

В нашей работе мы принимаем классификацию, разработанную в Институте океанологии АН СССР (Безруков и Лисицын, 1960) и являющуюся развитием классификации Н. М. Страхова (1953). Современные кремнистые осадки подразделяются на группы в зависимости от содержания в них аморфного кремнезема, определенного аналитически, а также от структуры (размеров) преобладающих частиц, слагающих осадок, и от того, какие из организмов являются основными в сложении кремнистой части осадка.

Из табл. 2 можно видеть, что слабокремнистые осадки встречаются в разных структурных типах донных отложений от глинистых илов до песков. Чем больше в донном осадке кремнезема, тем ограниченнее структурный диапазон: для кремнистых осадков (30—50% $SiO_{2аморф}$) — это только алевритово-глинистые и глинистые илы, а для сильнокремнистых — в основном глинистые илы. Из четырех групп наиболее распространенных современных организмов с кремневой функцией осадкообразующими являются только три: диатомовые, радиолярии и кремневые губки. Силикофлагелляты (кремневые жгутиковые) встречаются в осадках только в виде примеси и самостоятельного значения не имеют.

Таблица 2

Классификация морских кремнистых осадков

Структура	>50% $SiO_{2аут}$	50—30% $SiO_{2аут}$	30—10% $SiO_{2аут}$	< 10% $SiO_{2аут}$
Псаммитовая	Пески кремнистые губковые		Пески слабокремнистые: губковые, диатомовые	Пески
Алевритовая	Нет	Нет	Крупные алевриты слабокремнистые: губковые, диатомовые	Крупные алевриты
	Нет	Нет	Мелкоалевритовые слабокремнистые илы: диатомовые, радиоляриевые	Мелкоалевритовые илы
	Нет	Алевритово-пелитовые кремнистые илы: диатомовые	Алевритово-пелитовые слабокремнистые илы: диатомовые, радиоляриевые	Алевритово-пелитовые илы
Пелитовая	Кремнистые диатомовые илы	Пелитовые кремнистые илы: диатомовые, радиоляриевые (?)	Пелитовые слабокремнистые илы: диатомовые, радиоляриевые	Пелитовые илы

Дополнительно к этой таблице нужно указать, что наряду с обычными типами кремнистых осадков, обогащенных только кремнеземом, известны и осадки переходного типа, например карбонатно-кремнистые.

В зависимости от содержания в осадке $CaCO_3$, структуры осадка и образующих его карбонатных организмов выделяют несколько типов чисто карбонатных осадков. При содержании $CaCO_3$ от 10 до 30% его называют слабокарбонатным, от 30 до 50% — карбонатным и более 50% — сильнокарбонатным. В изученных частях морей и океанов наибольшим распространением пользуются фораминиферовые осадки, а также коралловые, мшанковые, кокколитовые и переходные между ними. В зоне перехода от чисто кремнистых к чисто карбонатным осадкам образуется довольно широкая переходная зона карбонатно-кремнистых осадков, особенно развитая в южном полушарии.

Область сильнокремнистых диатомовых илов в южном полушарии сменяется к северу зоной сильнокремнистых — слабокарбонатных (фораминиферовых) осадков, затем следует область кремнистых карбонатных (фораминиферовых) и, наконец, слабокремнистых сильнокарбонатных (фораминиферовых) осадков. Сходная картина наблюдается и в северном полушарии.

Эта зональная смена осадков от высоких широт к экватору повторяется также и на подводных поднятиях, где развивается вертикальная

зональность. Если климатическая зональность влияет главным образом на соотношение темпов кремнистого и карбонатного осадконакопления, то вертикальная определяется в основном влиянием гидродинамических факторов, препятствующих осаждению тонких панцирей диатомовых на вершинах поднятий и обусловливающих там избирательное накопление более массивных раковинок фораминифер.

К этому местами прибавляется еще и растворение карбонатного материала ниже критической глубины (4600—4900 *м*) и за счет этого избирательное обогащение осадка кремнистым материалом, конкурирующим в осадке с карбонатным.

Осадки, обогащенные силикатным кремнеземом или кварцем, относятся уже к обломочным (терригенным). Как видно из табл. 3, главную роль в классификации обломочных осадков имеет крупность преобладающего в их составе материала, содержание преобладающей фракции.

Таблица 3

Классификация морских терригенных (обломочных) осадков по гранулометрическому составу

Группы	Наименование	Размеры преобладающих частиц, *мм*	Md ***, *мм*
Грубообломочные (псефиты)	Глыбы	>1000	
	Валуны крупные	1000—500	
	Валуны средние	500—250	
	Валуны мелкие	250—100	
	Галечники * крупные	100—50	
	Галечники * средние	50—25	
	Галечники * мелкие	25—10	
	Гравий ** крупные	10—5	
	Гравий ** средние	5—2,5	
	Гравий ** мелкие	2,5—1	
Песчаные (псаммиты)	Пески крупные	1—0,5	1—0,5
	Пески средние	0,5—0,25	0,5—0,25
	Пески мелкие	0;25—0,1	0,25—0,1
Алевритовые (алевриты)	Алевриты крупные	0,1—0,05	0,1—0,05
	Мелкоалевритовые илы	0,1—0,01	0,05—0,01
Пелитовые (пелиты)	Алевритово-пелитовые илы	0,01 (>70%)	0,01—0,007
	Пелитовые илы	0,01 (>70%)	<0,007

* При неокатанных обломках — щебень.
** При неокатанных обломках — дресва.
*** Md — медианный диаметр.

Числовые границы между отдельными гранулометрическими типами осадков приняты по наиболее распространенной в СССР десятичной шкале. Основных групп осадков 4: грубообломочные, пески, алевриты и пелиты. Если в осадке данная группа преобладает, то она и определяет его наименование. Например, если доминирует песчаный материал, то осадок называют песком, если алевритовый — алевритом. Дальнейшие подразделения делаются по преобладающему материалу в пределах группы осадков. Например, если в группе песка главенствует мелкопесчаный материал, такой осадок называют мелким песком. Так же подразделяются грубообломочные осадки и алевриты.

Что касается пелитов, то здесь при содержании пелитового материала (фракция мельче 0,01 *мм*) от 50 до 70% осадок называют алевритово-пелитовым илом (в нем всегда много алевритового материала наряду с преобладающим пелитовым), а при содержании пелитовой фракции более 70% — пелитовым илом.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АМОРФНОГО КРЕМНЕЗЕМА В ДОННЫХ ОСАДКАХ

Решение вопроса о закономерностях современного кремненакопления долгое время было затруднено отсутствием фактического материала по количественному распределению опала (или аморфного кремнезема) в донных осадках Мирового океана. После экспедиции «Челленджера» в 1872—1876 гг. долгое время применялась разработанная там методика исследования донных осадков, которая предусматривала количественную оценку $CaCO_3$ и лишь качественное определение — исследование под микроскопом — остатков кремневых панцирей и опала. Поскольку кремнистые организмы имеют очень различные размеры и встречаются на дне чаще всего в виде обломков или очень тонкого детрита, количественные определения кремнезема микроскопическим методом сделать очень трудно. А для целей современного литологического исследования в равной мере важно как надежное химическое определение количественного содержания кремнезема, так и выявление основных его форм.

Количественные, химические методы определения аморфного кремнезема в осадках зарубежные литологи не применяют и сейчас; проводится лишь микроскопический подсчет количества остатков кремнистых организмов. Только в последние годы разработан метод количественного рентгеновского анализа опала в осадках (Goldberg, 1958).

Применение стандартной для отечественной литологии методики определения аморфного кремнезема с использованием двукратных 5% содовых вытяжек к материалам, полученным из различных морей и океанов, дало надежную аналитическую основу для всех дальнейших построений.

Так же как и при изучении взвеси, необходимым дополнением к определению содержания кремнезема химическими методами является микроскопическое изучение осадков. Микроскопия дает возможность установить генезис кремнезема, взаимоотношения между остатками различных организмов с кремневыми панцирями, степень изменения панцирей и др.

Дополнительно к этим основным методам применялись также и методы более тонкого исследования, в частности рентгено-структурный анализ тонких фракций осадков, электронно-микроскопические исследования фракций, находящихся за пределами возможностей оптических методов, термический анализ.

В итоге многолетних исследований коллективами Геологического института АН СССР под руководством акад. Н. М. Страхова и Института океанологии АН СССР под руководством проф. П. Л. Безрукова в настоящее время накоплен огромный фактический материал по распределению аморфного кремнезема почти во всех морях и океанах. На основе более 2000 определений удалось построить карту распределения аморфного кремнезема в современных осадках Мирового океана (рис. 1). Все анализы, положенные в основу ее составления, сделаны одним и тем же методом. Основная часть фактического материала показана на рис. 2.

Имеющиеся данные позволяют достаточно надежно выделить как основные зоны современного кремненакопления, так и области, обедненные аморфным кремнеземом.

Содержание аморфного кремнезема в современных донных осадках (верхний слой, горизонт от 0 до 3 *см*) колеблется от долей процента до 72% (станция 275 экспедиции на д/э «Обь» в Индийском секторе Антарктики: 52°45′ ю.ш., 62°19′ в. д., глубина 4746 *м*).

Как видно из карты, для современного этапа осадконакопления в Мировом океане может быть выделено три основных зоны или пояса осадков, обогащенных кремнеземом:

1. Южный пояс кремненакопления — охватывает почти сплошной полосой весь земной шар в Южном полушарии.

2. Северный пояс кремненакопления — развит в Тихом океане, Охотском, Беринговом и Японском морях. В Атлантическом и Индийском океанах не прослеживается.

3. Экваториальный пояс кремненакопления — четко выражен в Тихом и Индийском океанах, слабее — в Атлантическом.

Южный пояс кремненакопления

Для южного пояса кремненакопления характерна очень большая ширина и высокие содержания кремнезема. Именно здесь встречаются максимальные концентрации $SiO_{2аморф}$ в осадках Мирового океана. Можно сказать, что антарктический пояс — это полюс современного кремненакопления нашей планеты: более $^3/_4$ кремнезема, накапливающегося сейчас в Мировом океане, включая и моря, приходится на южный пояс.

В пределах южного пояса кремненакопления распределение концентраций кремнезема далеко не равномерно. Сопоставляя данные о концентрации кремнезема со схемами рельефа дна, можно показать, что кремнистые осадки в Антарктике никогда не встречаются на подводных поднятиях (за исключением спикулевых осадков), на уступах и крутых участках материкового склона, очень редки они на шельфе и практически отсутствуют в пределах зоны волнового воздействия. На вершинах подводных гор, хребтах и уступах тонкие панцири диатомовых не могут накапливаться, здесь создаются препятствующие их осаждению гидродинамические условия, и потому накопление наиболее характерных кремнистых осадков идет на дне глубоководных котловин, а местами и в спокойных водах на шельфе (рис. 3, 4, 5).

Ширина пояса кремнистых осадков южного полушария (между изолиниями 10%) колеблется в разных местах от 500 до 1200 *миль* (900—2000 *км*). В Тихом океане на Южно-Тихоокеанском хребте ширина зоны диатомовых илов сокращается, и кремнистые осадки уступают здесь место фораминиферовым илам, увенчивающим гребень хребта. В прол. Дрейка с очень сильными течениями во всей толще вод вплоть до дна также создаются запретные условия для накопления кремнистых осадков, и здесь в сплошном поясе диатомовых илов образуется перерыв.

Северная граница пояса совпадает с зоной конвергенции (опускания антарктических вод под субтропические), средней границей распространения айсбергов и изолинией средней годовой температуры воздуха 10° С. Крайние пределы распространения Антарктического кремневого пояса в осадках находятся под 45° ю. ш. на севере и 77—78° ю. ш. на юге, в море Росса.

В соответствии с положением зоны конвергенции, северная граница пояса протягивается не по параллели, а отклоняется от нее. Эти отклонения усиливаются еще влиянием подводного рельефа: местами на подводных хребтах граница смещается к югу от зоны конвергенции на 600—900 *км*, ибо кремневые панцири не осаждаются на вершинах подводных поднятий.

Очень интересна находка в южном полушарии наряду с широко распространенными океаническими диатомовыми илами другой разновидности — шельфовых илов, которые ранее здесь не отмечались (Лисицын, 1961).

Впервые диатомовые осадки на шельфе Антарктиды обнаружены в 1956—1957 гг. Морской антарктической экспедицией СССР на д/э «Обь». Для шельфа Антарктиды типична очень значительная переуглубленность вследствие компенсационного опускания материка под огромной тяжестью ледникового покрова.

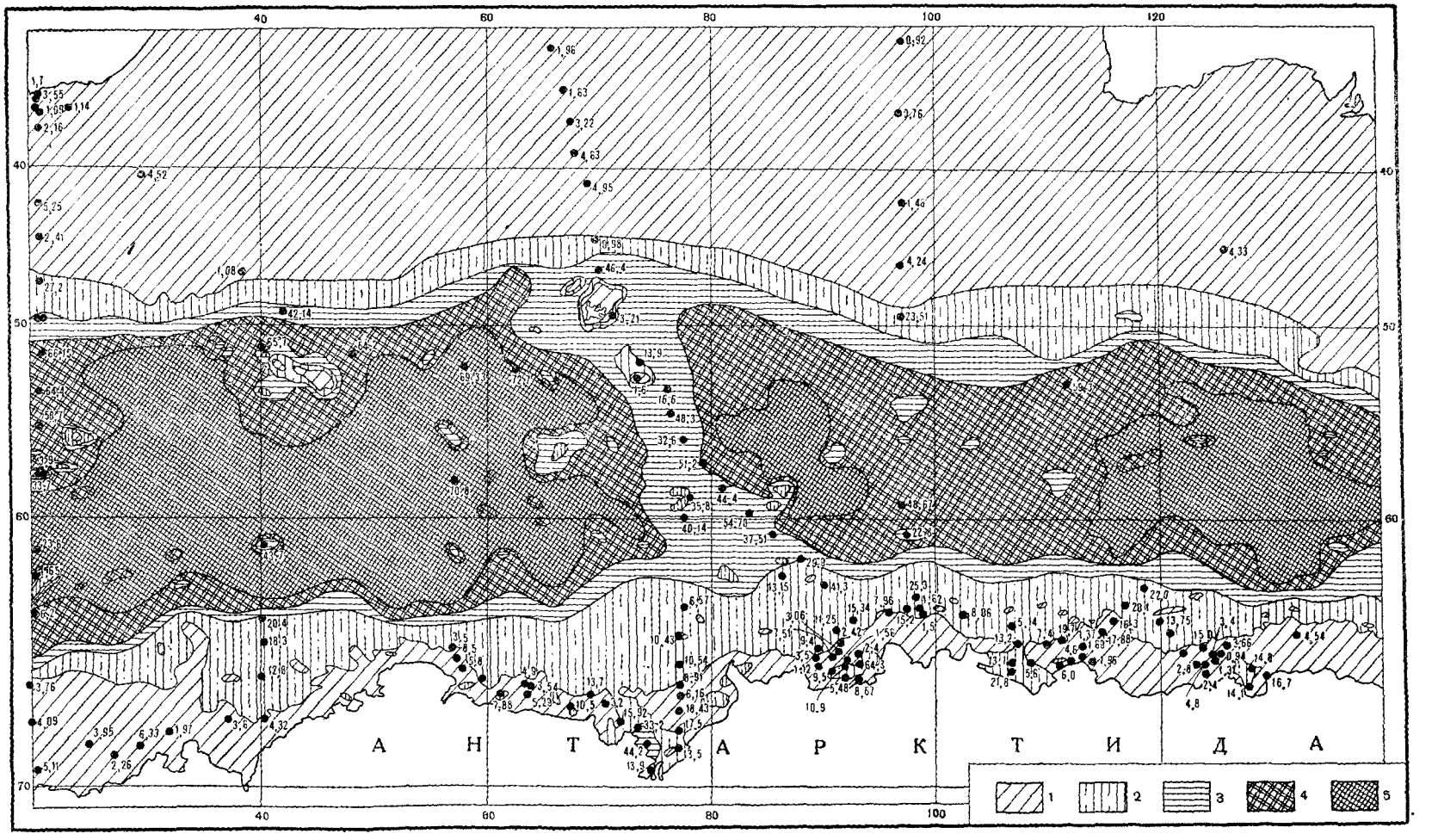


Рис. 3. Распределение аморфного кремнезема в донных осадках Индийского сектора Южного океана (в % на сухое вещество осадка)

1 — меньше 10; *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — от 50 до 70; *5* — больше 70%. Цифрами показаны фактические значения

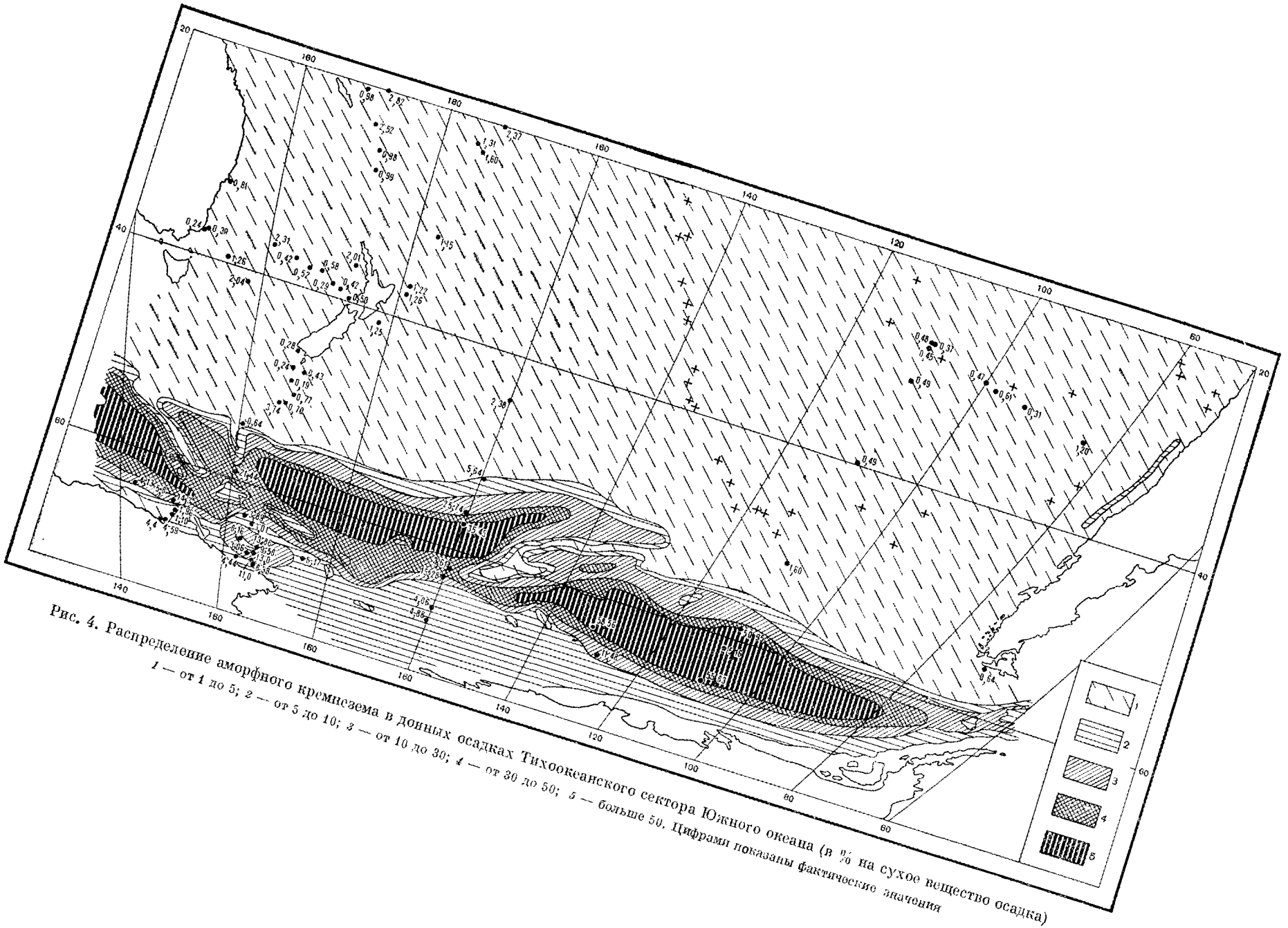


Рис. 4. Распределение аморфного кремнезема в донных осадках Тихоокеанского сектора Южного океана (в % на сухое вещество осадка)
1 — от 1 до 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 30; *4* — от 30 до 50; *5* — больше 50. Цифрами показаны фактические значения

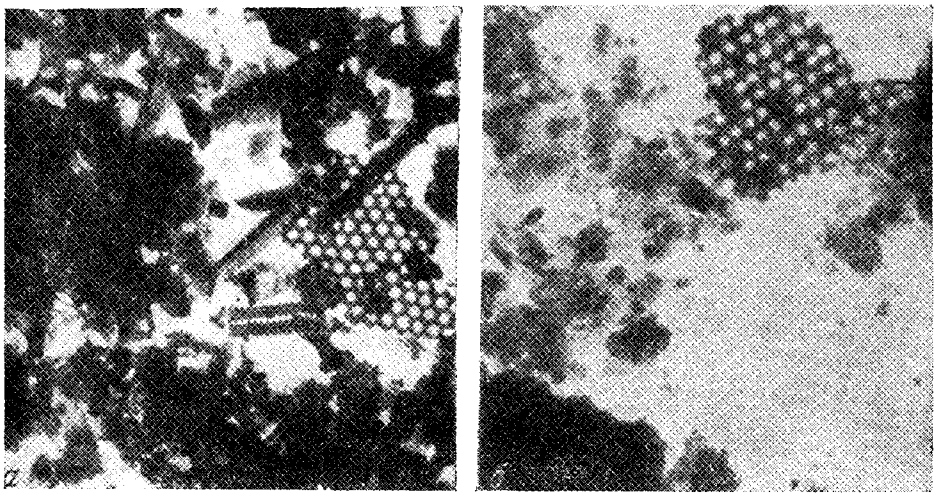


Рис. 5. Электронные фотографии донных осадков из Берингова моря и из Антарктики
А — Берингово море, ст. 528 (увел. 12000); Б — Антарктика, ст. 207 (увел. 12 600)

В отличие от шельфов вне ледовой зоны, имеющих глубину 130—200 *м*, поверхность шельфа Антарктиды лежит в среднем на глубине 400—500 *м*, опускаясь в депрессиях до 1500 *м*. Наиболее широко распространены здесь слабокремнистые айсберговые осадки, содержащие от 10 до 30% аморфного кремнезема. На отдельных участках шельфа были обнаружены осадки, в которых содержание $SiO_{2аморф}$ достигает 35—50%. Один из наиболее крупных таких участков находится в зал. Олаф Прюдс на глубине 150—700 *м*. Обогащение кремнеземом шельфовых осадков отмечено также в районе Земли Эндерби и островов Баллени.

Особой разновидностью кремнистых осадков шельфа Антарктиды являются кремневогубковые. Они состоят из спикул кремневых губок, причем чаще всего из их мелких обломков и встречаются там, где условия для развития бентических губок на шельфе особенно благоприятны. Пятна спикулевых осадков отмечены в итервале глубин от 100 до 400 *м*. Содержание кремнезема в них обычно колеблется от 10 до 30%.

Северный пояс кремненакопления

Северная часть Тихого океана

Распределение аморфного кремнезема в северной части Тихого океана изучено более чем по 500 пробам экспедиций Института океанологии АН СССР на э/с «Витязь» (Безруков, Лисицын, Романкевич, Скорнякова, 1961), которые были взяты за пределами дальневосточных морей. Кроме того, из района зал. Аляска экспедициями на судах «Первенец», «Жемчуг» и др. в 1960—1962 гг. было получено около 100 колонок и 250 дночерпательных проб (Гершанович, 1964). Для этого же района имеются довольно хорошо совпадающие с нашими химическими анализами результаты микроскопических подсчетов кремнистых остатков в осадках, выполненные У. Риделом (Riedel, 1959).

В целом по северному диатомовому поясу собран довольно полный фактический материал.

Вытянутая полоса диатомовых илов рисовалась в северной части Тихого океана почти на всех картах, начиная с карты Д. Меррея и А. Ренара

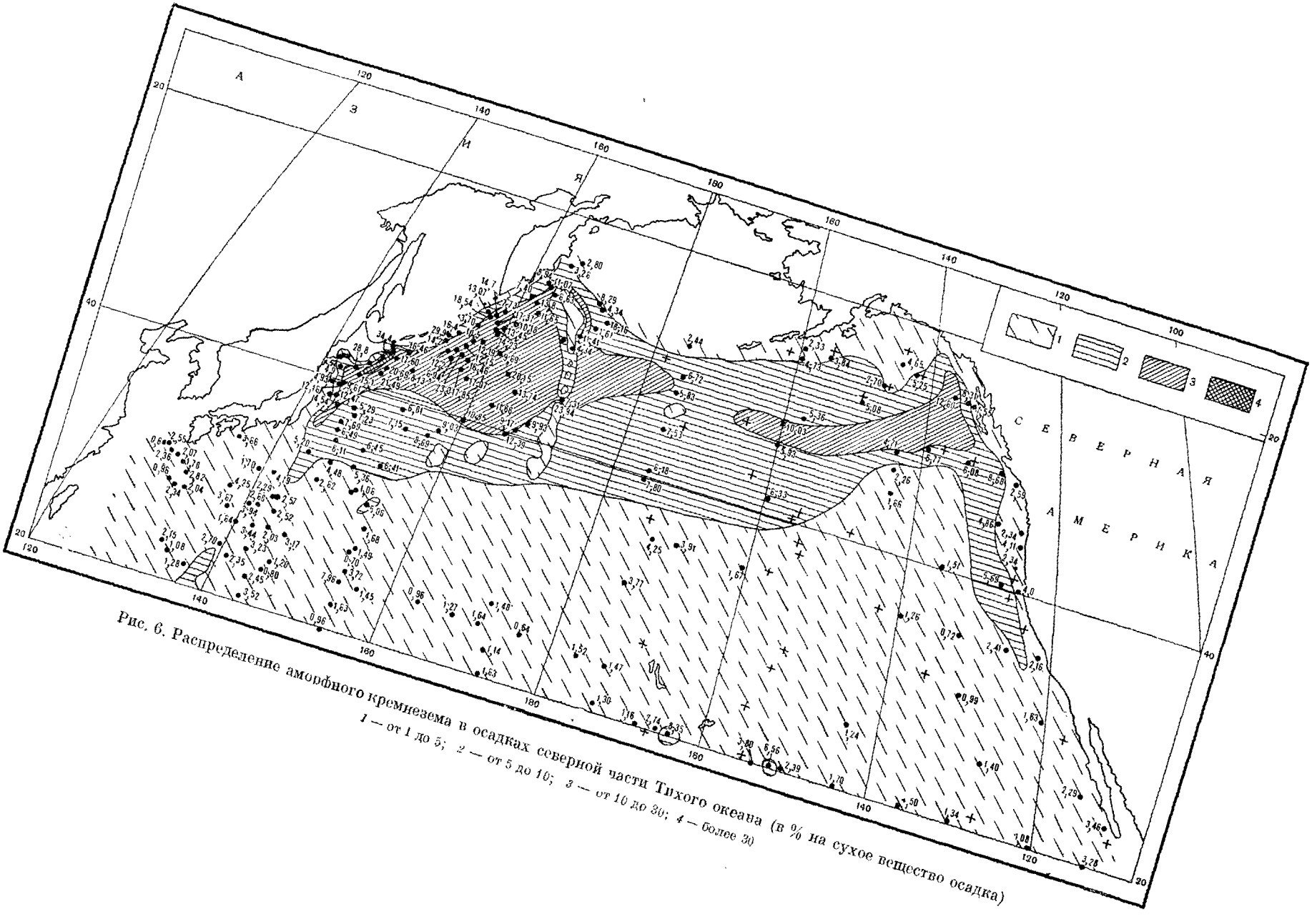


Рис. 6. Распределение аморфного кремнезема в осадках северной части Тихого океана (в % на сухое вещество осадка)

1 — от 1 до 5; 2 — от 5 до 10; 3 — от 10 до 30; 4 — более 30

(Murray and Renard, 1891), где она показана маленьким пятном восточнее о. Хоккайдо. Особенно большой ареал кремнистых осадков обозначен на карте Г. Шотта (Schott, 1935), а также на схемах Х. Свердрупа и др. (Sverdrup, Johnson, Fleming, 1942), Р. Ревелла (Revelle, 1944; Revelle et al., 1955), несколько у́же на последней схеме Г. Аррениуса (Arrhenius, 1963).

Наличие диатомовых осадков в этой зоне отмечалось только по данным микроскопических исследований, никаких определений количества аморфного кремнезема химическими методами не выполнялось.

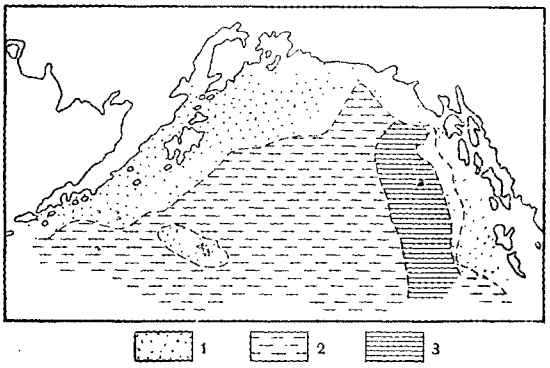


Рис. 7. Схема распределения аморфного кремнезема в донных осадках залива Аляска (северо-восточная часть Тихого океана) (в % на сухое вещество осадка), по Д. Е. Гершановичу (1964):

1 — меньше 5; *2* — от 5 до 10; *3* — больше 10

Многочисленные аналитические данные показали, что в северной части Тихого океана концентрация кремнезема в донных осадках обычно находится в пределах 10—20% и лишь в отдельных точках немногим превышает 30%. В зал. Аляска максимальная концентрация кремнезема оказалась равной 15,45% (Гершанович, 1964). Следовательно, основным типом кремнистых осадков северной части Тихого океана являются осадки слабокремнистые (10—30% $SiO_{2аморф}$). При рассмотрении схемы содержания $SiO_{2аморф}$ в осадках северной части Тихого океана (рис. 6) выясняется, что наибольшие концентрации его наблюдаются к северу от 40° с. ш. К югу от этой параллели содержание $SiO_{2аморф}$ в осадках не превышает 5—10%, а еще далее на юг падает до 1—5%. У берегов Японии область слабокремнистых осадков продвигается почти на 500 *км* южнее ее обычного положения в пелагической части океана. Эта аномалия связана с холодными водами Курильского течения (Оясио), которые проникают вдоль берегов Курильской гряды вплоть до Сангарского пролива и даже южнее.

Южная граница зоны слабокремнистых осадков северной части Тихого океана совпадает с границей Куросио и Северного Тихоокеанского течения. Контуры зоны кремнистых осадков здесь отличаются от обозначенных на всех составленных ранее картах.

При сопоставлении площадей распространения слабокремнистых осадков в северо-восточной и северо-западной частях Тихого океана привлекает внимание разная ориентировка зоны обогащения. В северо-восточной части эта зона протягивается почти широтно и имеет вид узкой полосы, в северо-западной широтная ориентировка нарушается, зона имеет вид пятна неправильной формы, вытянутого с северо-востока на юго-запад. Различие ориентировки связано с особенностями распределения продукции диатомового фитопланктона, что в свою очередь зависит от поступления питательных солей — их подъема к поверхности или дивергенции в месте стыка течения Куросио и Курильского.

Поднятие северного окончания Гавайского подводного хребта отделяет западную часть зоны, вытянутую вдоль Камчатки, Курильских островов и Японии, от широтной, расположенной в центральном и восточном районах этой области.

Описанная схема распределения кремнистых осадков в северной части Тихого океана была уточнена последующими работами, в частности по

зал. Аляска работами Дж. Найду (Nayndu, 1959) и Д. Е. Гершановича (1964), однако изменились лишь детали общей картины (рис. 7).

Сопоставление картины распределения кремнезема в осадках северной части Тихого океана с гидрологической обстановкой показывает, что южная граница кремнистых осадков совпадает здесь с границей полярного фронта. К югу, с появлением субтропических вод, биомасса фитопланктона резко падает (Семина, 1962, 1963), и это находит свое четкое отражение в распределении как кремнистой взвеси, так и донных осадков.

Берингово море

В Беринговом море до недавнего времени указывалось распространение лишь терригенных осадков. Это видно, в частности, на известной карте донных осадков Мирового океана, приложенной к книге Г. Шотта (Schott, 1935), Х. Свердрупа и др. (Sverdrup, Johnson, Fleming, 1942), Р. Ревелла (Revelle, 1944), статье Г. Аррениуса (Arrhenius, 1963), где в Беринговом море за исключением только небольшого участка близ Алеутских островов показаны терригенные осадки. У Алеутских островов указывалось распространение диатомовых илов.

Максимальное содержание аморфного кремнезема в двукратной содовой вытяжке для западной части моря составляет 33,35% (Лисицын, 1965), а для восточной — даже 37,1% (Гершанович, 1962). На основании микроскопического подсчета У. Ридел (Riedel, 1959) определил содержание биогенного кремнезема в осадках юго-восточной части Берингова моря в 20—40% (в пересчете на бескарбонатный осадок) — значения, близкие к нашим химическим определениям.

Осадки Берингова моря значительно более обогащены кремнеземом, чем донные отложения северной части Тихого океана и Японского моря, и содержат его меньше, чем донные отложения Охотского моря (рис. 8). Карта 8 составлена на основе анализа проб с 440 станций. Кроме осадков котловин Берингова моря (Алеутской и Командорской) обогащение аморфным кремнеземом (10—30% $SiO_{2\,аморф}$) имеет место и в наиболее тонких шельфовых осадках. Действующие вулканы Берингова моря сосредоточены по его южной границе, а кремнистые и слабокремнистые осадки развиты в его центральной и северной частях.

Таким образом, прямой связи между развитием вулканизма и кремнистыми осадками в Беринговом море не обнаруживается. Не идет накопления кремнистых осадков и близ устьев рек, впадающих в Берингово море, в частности близ устья Анадыря — крупнейшей из рек западной части моря.

Тщательное микроскопическое изучение донных осадков Берингова моря в шлифах и прозрачных препаратах показало, что практически весь аморфный кремнезем в осадках этого водоема биогенный. При этом основную роль в его накоплении играют диатомовые водоросли. На долю всех остальных организмов с кремневыми скелетными образованиями приходится менее 1% от кремнезема, накапливающегося в осадках.

Большое значение для накопления кремнистых осадков в Беринговом море играет соотношение скоростей поступления в осадки терригенного (обломочного и глинистого) и биогенного — карбонатного и кремнистого — материала. Поступление карбонатов для Берингова моря в связи с его географическим положением в высоких широтах несущественно.

Поэтому основное значение имеет соотношение терригенного и биогенного материала. Накопление кремнистых осадков идет только в тех местах, где темпы поступления кремнистых панцирей диатомовых оказываются выше темпов терригенной седиментации.

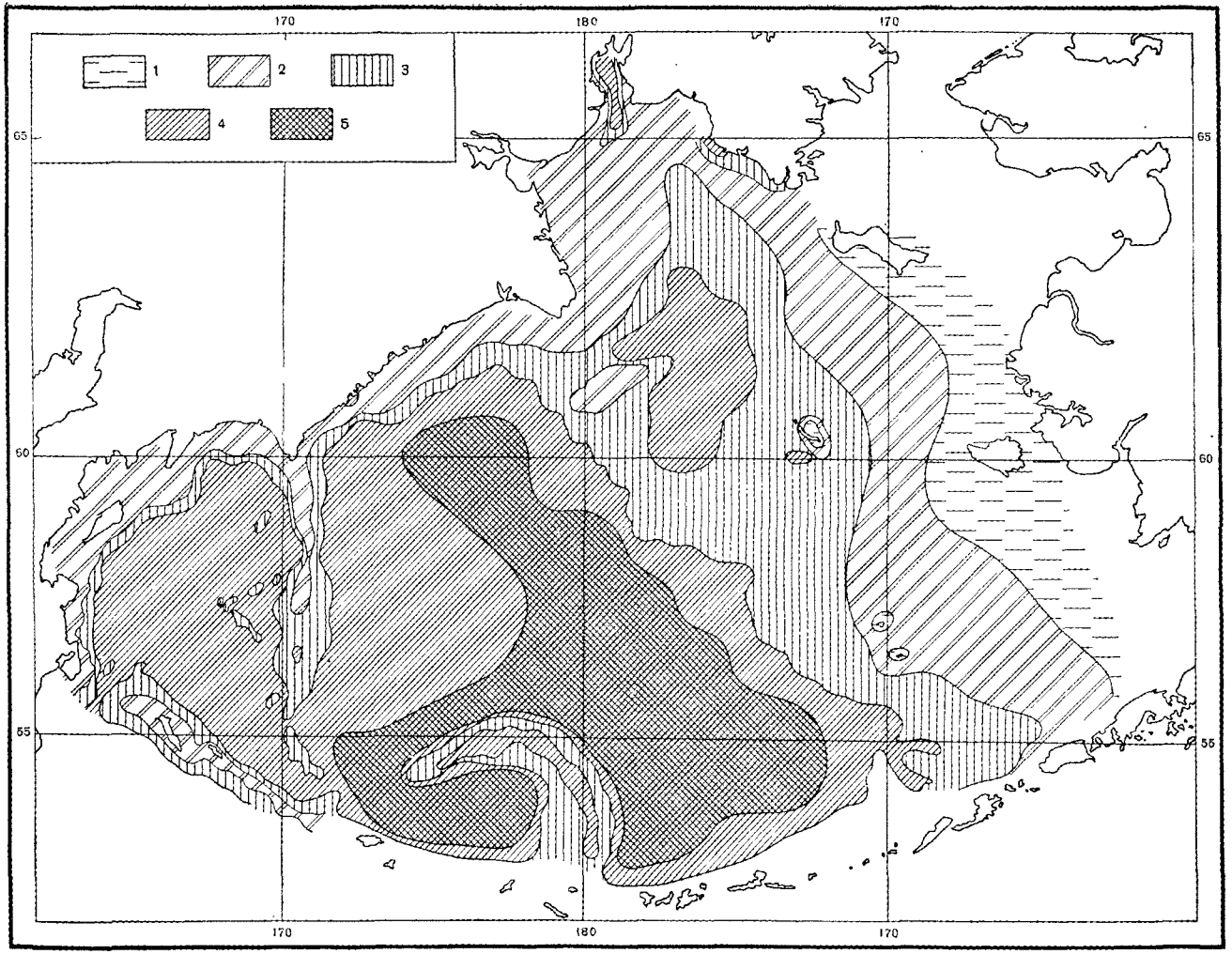


Рис. 8. Распределение аморфного кремнезема в осадках Берингова моря (в % на сухое вещество осадка):

1 — меньше 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — от 10 до 30; *5* — от 30 до 50

Детальное описание процессов современного осадкообразования в Беринговом море, включая процессы кремненакопления, дано в отдельной работе (Лисицын, 1965). Данные о количественном и видовом составе диатомовых во взвеси приведены в этом сборнике (см. статью Козловой и Мухиной), а в осадках — в работах А. П. Жузе (Жузе, 1962).

Охотское море

Схема распределения аморфного кремнезема в донных осадках Охотского моря, по П. Л. Безрукову (1960), показана на рис. 9. Карта составлена на основе анализа 115 проб. В этом море наиболее обогащенные кремнеземом илы располагаются в его центральной части (более 30% $SiO_{2аморф}$) и через котловину ТИНРО распространяются в область северного мелководья.

На северном мелководье в пределах шельфа (во внешней его части) распространены донные осадки, содержащие 10—20%, а местами и до 30—40% $SiO_{2аморф}$.

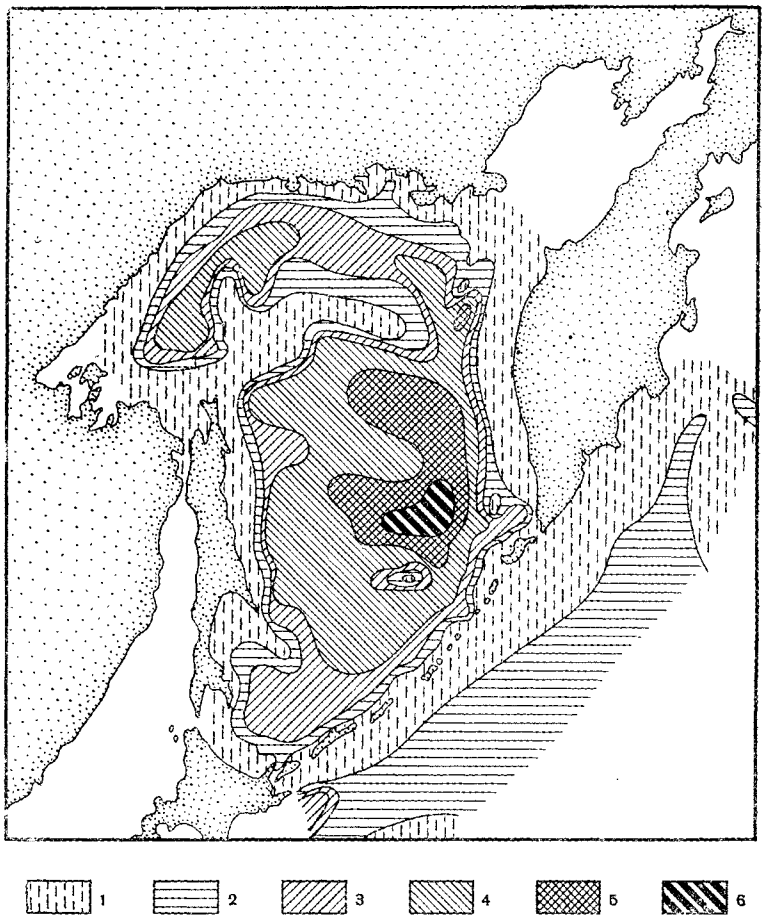


Рис. 9. Распределение аморфного кремнезема в донных осадках Охотского моря, в % на сухое вещество осадка (Безруков, 1960)

1 — меньше 10; *2* — от 10 до 20; *3* — от 20 до 30; *4* — от 30 до 40; *5* — от 40 до 50; *6* — больше 50

На картах донных осадков Д. Меррея и А. Ренара (Murray and Renard, 1891), Д. Меррея и Г. Ли (Murray and Lee, 1909), Г. Шотта (Schott, 1935), Х. Свердрупа и др. (Sverdrup and oth., 1932), Р. Ревелла (Revelle, 1944) кремнистые осадки в Охотском море не показаны.

Исследование распределения фитопланктона в Охотском море, и особенно диатомового, показало, что наиболее высокой продуктивностью отличаются прибрежные районы, т. е. те места, где в донных осадках мало кремнезема. Это объясняется, с одной стороны, выносом значительной части панцирей диатомовых водорослей за пределы шельфа в глубоководные части моря, а с другой — процессами разбавления кремнистого материала терригенными компонентами.

Содержание кремнезема в осадках Охотского моря резко падает и на подводных возвышенностях, в частности, на возвышенности Академии наук. Наиболее обогащены кремнеземом глубоководные пелитовые илы, где и отмечено максимальное для Охотского моря содержание кремнезема (56%).

Как известно, в западную часть Охотского моря впадает Амур — одна из крупнейших рек Азии. Можно было бы ожидать, что кремнистые осадки будут привязаны к приустьевой части этой реки, выносящей огромное количество биогенных элементов. Между тем отчетливо заметно смещение максимумов далеко в сторону, здесь же, как и вообще в этой части моря, осадки содержат меньше 10% аморфного кремнезема. Складывается впечатление, что основная часть кремнезема поступает в Охотское море из океана.

Следует обратить внимание также и на то, что никакой связи между положением современных вулканических очагов в Охотском море и распределением кремнезема нет: все вулканы приурочены в Курильской гряде и Камчатке, т. е. к восточной части моря, а обогащение осадков кремнеземом происходит также и в западной его части.

Японское море

В Японском море обогащение осадков аморфным кремнеземом отмечается только в северной его части, где найдено максимальное значение 23% $SiO_{2аморф}$. На многих станциях, лежащих в южной части Татарского пролива и северной части Японского моря, осадки содержат 10—30% аморфного кремнезема, т. е. являются слабокремнистыми.

На картах Д. Меррея и А. Ренара (Murray and Renard, 1891), Д. Меррея и Г. Ли (Murray and Lee, 1909), а также Г. Шотта (Schott, 1935), Х. Свердрупа и др. (Sverdrup and oth., 1942) в Японском море показано распространение только терригенных осадков.

Основные закономерности количественного распределения аморфного кремнезема в отложениях Японского моря те же, что в Беринговом и Охотском морях. Нигде здесь не отмечается накопления кремнистых осадков близ очагов современного вулканизма — наоборот, области максимальных содержаний кремнезема находятся на значительном удалении от вулканов и совпадают с участками накопления тонких пелитовых и алевритово-пелитовых илов. Не отмечается здесь тяготения кремнистых осадков и к устьям рек. На подводных поднятиях, а также в верхней части материкового склона и на узких шельфах кремнистые осадки никогда не встречаются.

Размещение концентраций аморфного кремнезема приведено, по данным А. В. Соловьева, на рис. 10. Новые материалы несколько меняют детали этой картины; в частности, изолиния 10% $SiO_{2аморф}$ протягивается вдоль берегов Приморья далее на юг, до меридиана 132° в. д.

Для донных осадков Японского моря, как и по другим дальневосточным морям, проведены детальные исследования под микроскопом. Они

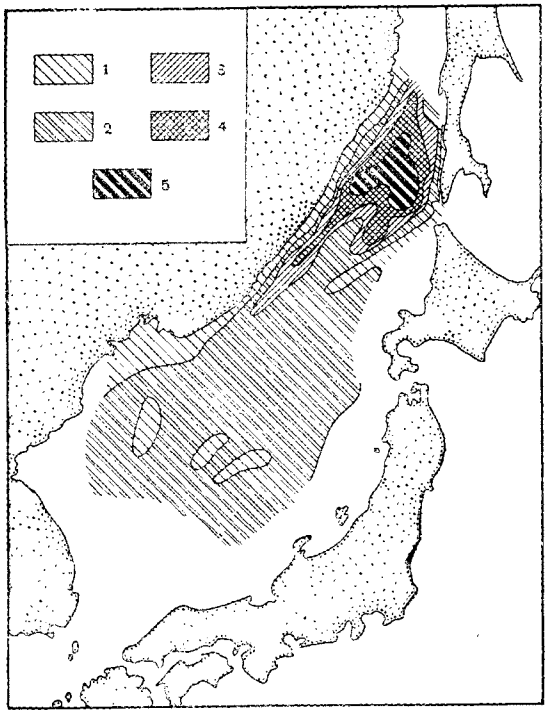


Рис. 10. Распределение аморфного кремнезема в донных осадках Японского моря, в % на сухое вещество осадка (Страхов, 1954)

1 — меньше 3; *2* — от 3 до 10; *3* — от 10 до 15; *4* — от 15 до 20; *5* — больше 20

показали, что аморфный кремнезем в осадках этого водоема целиком биогенный, причем решающее значение в его накоплении играют диатомовые водоросли. Данные о количественном распространении и видовом составе диатомовых в осадках Японского моря сведены в работе А. П. Жузе (Жузе, 1962).

Восточно-Китайское и Южно-Китайское моря

Содержание аморфного кремнезема в донных осадках Восточно-Китайского моря определено в 12 пробах, полученных экспедицией на «Витязе» (Безруков и др., 1958). Все эти пробы показали крайне низкую концентрацию $SiO_{2аморф}$. В осадках шельфа содержалось 0,7—1,3%, а в осадках котловины, протягивающейся в восточной части моря,— от 2 до 2,55% кремнезема. Столь же низкие количества аморфного кремнезема отмечены и в осадках Желтого моря. Таким образом, донные отложения этих морей резко отличаются от осадков Берингова, Охотского и Японского морей низким содержанием аморфного кремнезема. Для следующего к югу Южно-Китайского моря удовлетворительных аналитических определений нет, микроскопические исследования показывают лишь крайне незначительное количество остатков диатомовых в осадках.

Северный Ледовитый океан и прилегающие моря

Осадки Арктического бассейна содержат кремнезем в очень незначительных количествах. По данным анализов осадков Арктики, выполненных стандартными химическими методами Н. А. Беловым и Н. Н. Лапиной (1961), содержание $SiO_{2аморф}$ в осадках центральной части Арктического бассейна находится в пределах 0,11—0,30% и только в отдельных пробах достигает 0,66%. Таким образом, сколько-нибудь заметного обогащения кремнистым материалом осадков Северного Ледовитого океана не происходит.

Микроскопическое исследование проб показало, что в них встречаются только единичные экземпляры диатомовых водорослей, радиолярий и спикул губок.

В Чукотском и Восточно-Сибирском морях содержание аморфного кремнезема в осадках несколько выше — до 1,11—4,40%.

Донные осадки Баренцова моря содержат $SiO_{2аморф}$ в количествах меньше 1%, и лишь в отдельных местах, связанных с накоплением современных спикулевых осадков, концентрации возрастают.

В районе Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа осадки содержат около 0,7—1% $SiO_{2аморф}$, а в желобе Франц-Виктория до 7,64%.

Анализ проб, полученных во время дрейфа «Фрама», «Седова», дрейфующей станции «Северный полюс-1», показывает, что количество остатков организмов с кремневым скелетом в Арктике крайне низко. Это и понятно, если учесть малую продолжительность инсоляции, а также наличие толстого (до 2 *м*) слоя льдов на поверхности океана, которые сильно ослабляют световой поток. Арктическое лето короткое, и, несмотря на очень высокие темпы развития диатомовой флоры в озерах и проталинах на поверхности льда (Усачев, 1949), а также в полыньях под поверхностью льдов, годовая продукция фитопланктона здесь крайне мала. Она не может обеспечить поступления сколько-нибудь заметного количества кремнезема в донные осадки.

Вторая важная для кремненакопления особенность Северного Ледовитого океана состоит в том, что воды его вообще обеднены растворенным кремнеземом по сравнению с водами других морей и океанов. Это связано с особенностями глубинной циркуляции, что рассмотрено в статье А. Н. Богоявленского в этом сборнике.

Атлантический океан и прилегающие моря

В северной части Атлантического океана широко распространен современный вулканизм, особенно активный в районе Исландии и Азорских островов. В этот район океана впадают многочисленные реки, выносящие много кремнезема, здесь же располагается обширная область современного оледенения (Гренландия, Канадский архипелаг). Казалось, именно здесь можно было бы ожидать развития интенсивного кремненакопления, близкого к кремненакоплению в Южном полушарии. В действительности же, несмотря на внешнее сходство условий, содержание аморфного кремнезема в донных осадках Северной Атлантики совершенно иное, чем в южном полушарии. Ни один из анализов не дал в этом районе содержаний SiO_2 больше 5%; как правило, его значения колеблются от 1 до 5%, а в ряде проб и менее (см. статью Шурко в настоящем сборнике).

В морях бассейна Атлантического океана, лежащих в пределах северного пояса кремненакопления (к северу от 40° с. ш.), содержание аморфного кремнезема также ниже 5%. Очень незначительно оно в донных осадках Балтийского, Северного и Белого морей, Средиземном море (см. статью Емельянова в этом сборнике) — менее 1%, и в Черном (по единичным определениям,— до 1,3%, Страхов, 1954). Диатомовые обнаруживаются здесь при микроскопическом изучении осадка. В Средиземном море, так же как и в северной Атлантике, развит современный и четвертичный надводный и подводный вулканизм. Тем не менее нигде здесь не удалось обнаружить накопления кремнистых осадков — ни в поверхностном слое, ни в колонках.

Внутриконтинентальные водоемы. Каспийское и Аральское моря

В пределы северной зоны кремненакопления входят также Каспийское и Аральское моря и множество озер, крупнейшие из которых Байкал, Онежское, Ладожское, Северо-Американские.

Очень интересным было выявление небольшой зоны слабокремнистых осадков в Северном Каспии (Алексина, 1960) (рис. 11). Для этой области было выполнено 14 анализов донных осадков. Максимальное содержание $SiO_{2аморф}$ оказалось равным 11,98%. Эти слабодиатомовые осадки распространены во впадине, протягивающейся из Среднего Каспия в

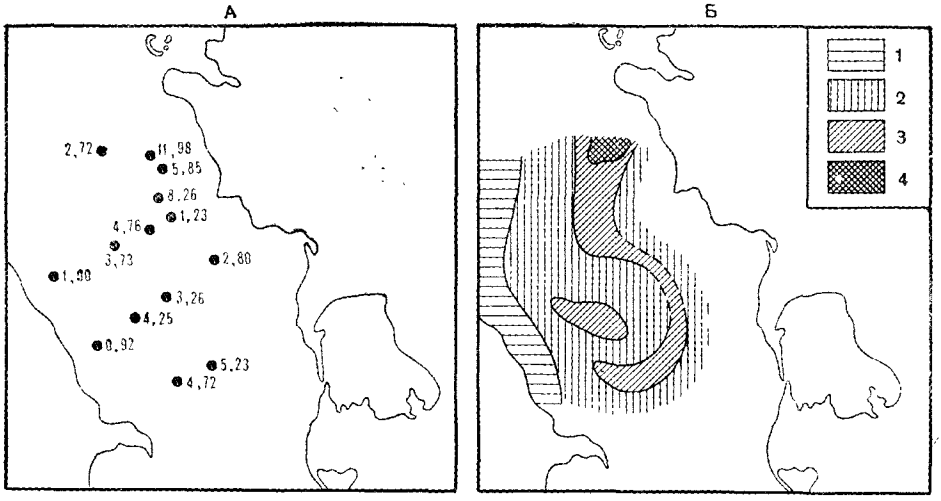


Рис. 11. Распределение аморфного кремнезема в донных осадках Каспийского моря, в % на сухое вещество осадка (Алексина, 1960)

А — отдельные значения; *Б* — распределение: *1* — меньше 1; *2* — от 1 до 4; *3* — от 4 до 10; *4* — больше 10

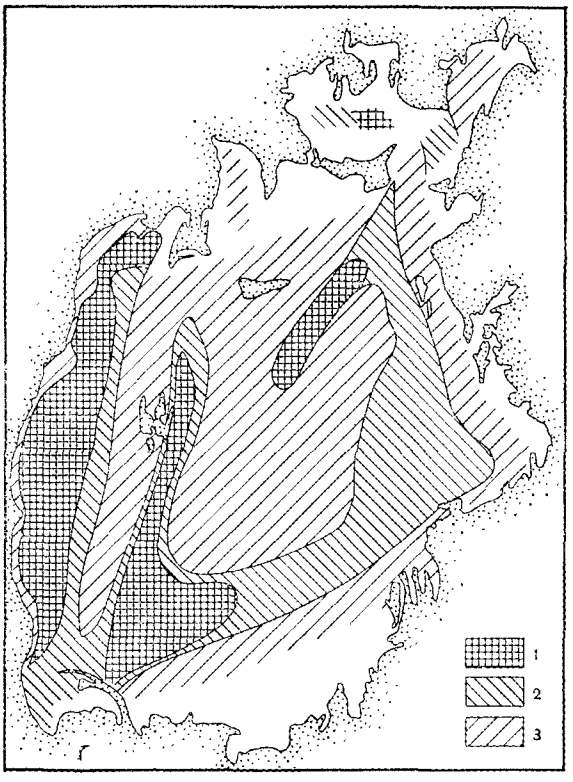


Рис. 12. Распределение диатомей в донных осадках Аральского моря (Бродская, 1954)

1 — высокое содержание; *2* — среднее содержание; *3* — низкое содержание

Примангышлакское мелководье. В одной из проб оказалось 8% $SiO_{2аморф}$, в нескольких пробах — от 2 до 5%. Таким образом, осадки Среднего Каспия, несмотря на поступление сюда большого количества терригенного и карбонатного материала, содержат заметный процент аморфного кремнезема.

Как указывает И. А. Алексина (1960), образование зоны повышенного содержания кремнезема в Каспийском море связывается с возникновением в Среднем Каспии зоны подъема глубинных вод, т. е. местной дивергенции. Именно здесь отмечены значительные биомассы фитопланктона и повышенные содержания кремнистых панцирей во взвеси.

В осадках Аральского моря, по данным Н. Г. Бродской (1952), химические определения дали 2—6% аморфного кремнезема, причем максимальные значения наблюдаются вблизи устьев Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи, которые поставляют в море биогенные элементы (рис. 12). Сопоставление результатов микроскопического определения с химическими анализами, проведенное Н. Г. Бродской на материале из Аральского моря, показало достаточно четкое совпадение зон обогащения.

Экваториальный пояс кремненакопления

В отличие от почти сплошного пояса кремненакопления в южном полушарии и довольно четко выраженного пояса в северной части Тихого океана и в дальневосточных морях, экваториальный пояс складывается из разрозненных, часто далеко отстоящих одно от другого пятен. Некоторые из этих пятен очень значительны (например, в восточной части Тихого океана или в Индийском океане), другие несколько меньше — в западной части Тихого и в Атлантическом океанах. Пятна кремнистых и слабокремнистых осадков разделены обширными пространствами дна, покрытыми главным образом фораминиферовыми осадками и глубоководными глинами.

Содержание кремнезема в экваториальной зоне местами изменяется в пределах 10—30% (слабокремнистые осадки), иногда 30—50% и реже — больше 50%. Сопоставление карты распределения аморфного кремнезема в экваториальной области с батиметрической показывает, что кремнистые осадки экваториальной зоны, в отличие от осадков северного и южного поясов кремненакопления, распределены в строгой зависимости от глубин. Они встречаются только на глубинах более 4600—4900 *м*, т. е. там, куда уже не проникают карбонатные осадки. Эта резкая глубинная граница в зоне карбонатных осадков названа нами «критической глубиной» (Лисицын, 1961).

В экваториальной зоне критические глубины находятся на уровне 4600—4900 *м*, а местами до 6000 *м*. Однако далеко не во всех случаях на глубинах более 4600 *м* встречаются кремнистые отложения: местами широко распространена красная глубоководная глина, содержащая меньше 10% аморфного кремнезема. Если оконтурить крайние границы ареалов распространения пятен кремнистых осадков — тех мест, где кремнистая взвесь, распространенная в экваториальной зоне, может реализоваться на дне в виде кремнистых осадков,— то получится зона шириной около 40°, т. е. около 4500 *км* (от 20° с. ш. до 20° ю. ш.). Правильнее эту зону было бы назвать тропической, но основная часть кремнистых осадков в ней тяготеет к экватору.

В пределах от 20 до 45° ю. ш. кремнистых осадков нигде в океанах нет. Это тропический и субтропический пояс бескремнистых отложений, соответствующий южной аридной зоне. В северном полушарии бескремнистый пояс также существует — он лежит между 20 и 40° с. ш. (близ Японии до 45° с. ш.) и соответствует северной аридной зоне.

Причины такого зонального распределения кремненакопления в современных осадках будут объяснены ниже, сейчас же важно отметить, что с аридными зонами связаны зоны бескремнистых отложений.

Существование отдельного пятна кремнистых осадков в восточной части экваториальной Атлантики данными химических анализов пока не подтверждено, оно выделено по визуальным определениям содержания панцирей кремнистых организмов в осадках.

Закономерности распределения аморфного кремнезема в пересчете на бескарбонатный материал

При рассмотрении карт распределения аморфного кремнезема в донных осадках вполне закономерно возникает вопрос, насколько соответствует эта картина действительным темпам поступления кремнистого материала, не искажена ли она процессами разбавления? Основных источников разбавления два — материал карбонатный, широко распространенный в зоне от 40° ю. ш. до 40° с. ш., и терригенный. В первую очередь рассмотрим возможности разбавления кремнистых осадков карбонатным материалом.

В настоящее время для всех проб осадков, по которым имеются определения содержания амофного кремнезема, выполнены также анализы содержания $CaCO_3$. Это дает возможность пересчитать для каждой станции в отдельности содержание кремнезема на бескарбонатный осадок и после таких исправлений построить карту распределения аморфного кремнезема в пересчете на бескарбонатный материал (рис. 13). Можно было бы думать, что при таком пересчете смена зон кремненакопления в осадках будет происходить не столь резко и что она окажется пассивной в связи с сильнейшим разбавлением кремнезема карбонатным материалом в тропической и субтропической зонах.

Однако карта показывает, что положение основных зон кремненакопления в современных осадках и при таком пересчете почти не изменяется: их также три — северная, южная и экваториальная. Как и следовало ожидать, для северной и южной зон кремненакопления, где содержание карбонатов в осадках обычно меньше 1%, а для зон в целом меньше 10%, такой перерасчет не меняет сути дела. Границы, обращенные в сторону полюсов, остаются без изменения. Зоны основного накопления, максимальных концентраций, также не меняются. Несколько смещаются к экватору только границы зон, обращенные к области карбонатных осадков. Это смещение невелико по сравнению с размерами зон — всего несколько сотен километров, причем общие направления простирания зон не меняются.

Наибольшие изменения наблюдаются в экваториальной зоне, где карбонатный материал составляет в ряде проб до 90—98% осадка. Полоса кремненакопления, протягивающаяся по экватору, становится более связной, отдельные пятна соединяются в очень четко выраженную зону — пояс кремненакопления, где содержание кремнезема достигает 10—30%. При всех изменениях в деталях из рассмотрения карты становится ясно, что не разбавление карбонатным материалом, а особенности распределения и осаждения кремнистых планктонных организмов, а также разбавляющего терригенного материала определяют положение основных зон кремненакопления в океанах и морях и концентрацию в них кремнистого материала.

ТИПЫ СОВРЕМЕННЫХ КРЕМНИСТЫХ ОСАДКОВ

Изучение материалов о распределении аморфного кремнезема в разных осадках на базе количественных химических определений дает представление об основных поясах, где в современных отложениях идет

накопление этого компонента. Однако для выявления генезиса аморфного кремнезема в осадках этого далеко не достаточно. Необходимо знать, чем же представлен этот аморфный кремнезем, каковы закономерности изменения его качественного состава? Какова роль биогенных факторов? Какие именно организмы извлекают из воды и накапливают кремнезем и в каких количествах их остатки достигают верхнего слоя осадков? Имеются ли какие-нибудь различия в комплексах организмов-кремненакопителей в пределах основных кремневых поясов и, если они есть, то каковы возможности их использования при изучении древних кремнистых пород? Наконец, важно определить и роль вулканизма в формировании современных кремнистых осадков, выяснить реальность существования гелеподобных сгустков кремнезема, о которых пишут многие геологи.

Как видно из сказанного выше, накопление кремнезема в донных осадках морей и океанов на современном геологическом этапе связано с биогенными факторами. Микроскопическое исследование огромного количества проб донных осадков, полученных из разных частей Мирового океана, дает непосредственные указания на то, что как во взвеси, так и в донных осадках весь аморфный кремнезем исключительно биогенный. Он представлен кремневыми образованиями планктонных, реже бентических организмов.

Песчаные, крупно- и мелкоалевритовые фракции надежно исследуются с помощью оптического микроскопа. Результаты изучения количественного распределения и видового состава различных групп организмов с кремневой функцией в донных осадках, выполненные специалистами биологами и палеонтологами, приведены в настоящем сборнике. К ним нужно добавить многочисленные определения состава пелитовой ($<0{,}01$ *мм*) и субколлоидной ($<0{,}001$ *мм*) фракций с применением электронного микроскопа, которые также показали, что и в наиболее тонком материале кремнезем представлен исключительно остатками кремневых организмов. Мелкие обломки диатомовых водорослей и радиолярий надежно определяются на электронных микрофотографиях благодаря характерным особенностям строения стенок их панцирей и скелетных образований. В наиболее тонком материале можно видеть следы растворения, очень похожие на те, что отмечались и во взвеси.

Объективный анализ всего собранного материала по осадкам морей и океанов показывает, что никакого другого аморфного кремнезема, кроме биогенного, в донных осадках не наблюдается. Возможно, будут найдены некоторые локальные исключения, но они не меняют принципиальной картины безраздельного господства биогенного кремневого материала.

Какие же организмы играют основную роль в современном кремненакоплении?

В порядке убывания значения их можно расположить следующим образом: 1) диатомовые водоросли; 2) радиолярии; 3) кремневые губки; 4) силикофлагелляты.

Из этих организмов осадкообразующее значение имеют только первые три группы, силикофлагелляты встречаются в качестве своеобразного «акцессория» почти во всех пробах осадков из зон кремненакопления.

Типы современных кремнистых осадков определяются, таким образом, комплексами слагающих их кремневых остатков организмов (рис. 14). Границы между кремневыми осадками разных типов, карбонатными и терригенными осадками, постепенные, имеются между ними и переходные типы.

В пределах кремнистых осадков каждого типа — диатомовых, радиоляриевых или кремневогубковых — могут быть с достаточной степенью уверенности выделены подтипы, различающиеся комплексами

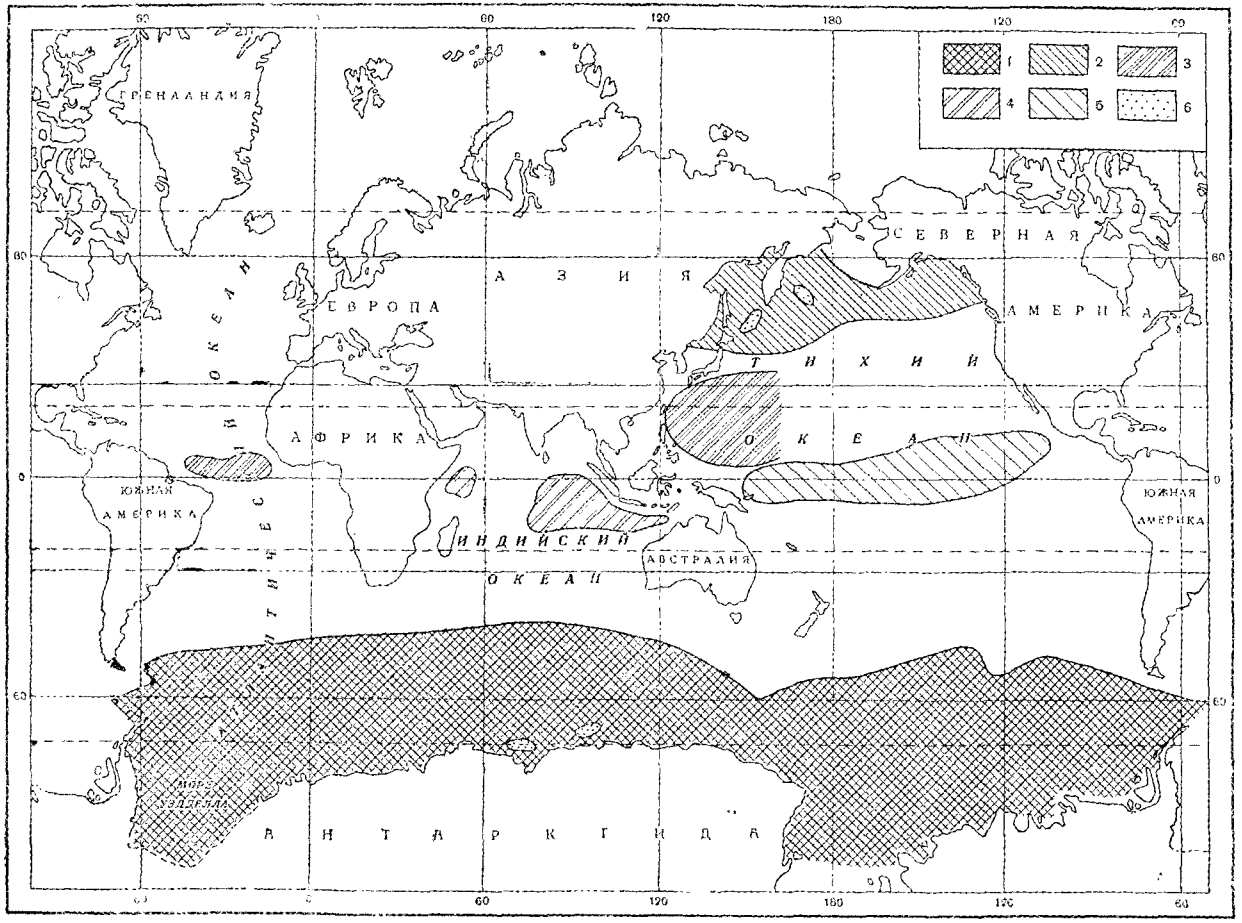


Рис. 14. Типы современных кремнистых осадков в донных отложениях Мирового океана

1 — диатомовые южного пояса кремненакопления; *2* — диатомовые северного пояса кремненакопления; *3* — экваториальные диатомовые (этмодискусовые); *4* — радиоляриевые; *5* — радиоляриево-диатомовые; *6* — кремневогубковые

осадкообразующих организмов. Например, уже указывалось, что в кремнистом поясе южного полушария среди диатомовых илов выделяются диатомовые илы шельфа с одним комплексом диатомовых и диатомовые илы океанского типа с иным комплексом. Еще более резко отличаются от них диатомовые илы экваториального подтипа, сложенные часто почти исключительно панцирями гигантской диатомовой водоросли *Ethmodiscus rex*, а также подтипы океанских и неритических илов Охотского или Берингова морей.

Исследование сохранности разных видов диатомовых во взвеси показало, что видовой состав диатомовых в ряде случаев крайне важен для определения возможности захоронения их панцирей на дне: некоторые диатомовые, например косцинодискусы, имеют защитные пектиновые оболочки, которые позволяют им без потерь достигнуть осадков даже на максимальных глубинах океана. Значительной стойкостью отличаются и огромные панцири водоросли этмодискус из тропической зоны. Поскольку, как говорилось выше, комплексы диатомовых в разных частях океанов и морей как во взвеси, так и в донных осадках неодинаковы, то в соответствии с этим и количества стойких видов, накапливающихся в осадках, также различны. Можно сказать, что видовой состав диатомовых предопределяет до некоторой степени возможность их накопления на разных глубинах. Конечно, это далеко не единственный из факторов, определяющих такую возможность, имеются еще и многие другие — физико-химические особенности среды, разбавление кремнистого материала силикатным или карбонатным и т. д. Однако продукция и видовой состав организмов играют ведущую роль.

Наиболее распространены в современных осадках типы кремнистых отложений, связанные с планктонными организмами — диатомовыми водорослями и радиоляриями. Они составляют не менее 98—99% современных кремнистых осадков, причем на долю диатомовых илов приходится более 70—75% — это основные организмы с кремневой функцией для современного этапа осадконакопления.

Тип I. Диатомовые илы

Среди диатомовых илов могут быть выделены подтипы южного, экваториального и северного поясов кремненакопления, отличающиеся и по продукции, и по видовому составу (комплексам) водорослей, и по их сохранности в осадках.

I. Подтип диатомовых осадков южного пояса кремненакопления

В южном поясе диатомовые безраздельно господствуют над всеми другими видами планктонных организмов. Диатомовые осадки на дне Южного океана и его морей, омывающих берега Антарктиды, накапливаются в особых условиях.

Среди особенностей, определяющих поступление осадочного материала с берегов Антарктиды, необходимо в первую очередь отметить следующие.

1. Нет жидкого стока с суши (снеговая линия лежит на уровне моря). Химическое выветривание под ледниковой толщей невозможно, так как вода на континенте находится преимущественно в твердом виде. Исключительно сильно развито механическое выветривание и разрушение коренных пород движущимся материковым льдом. Огромное значение имеет ледовый сток с суши в океан, который оценивается в среднем в 1000—1500 *км*^{3} льда в год. Этот сток в виде айсбергов, содержащих разнообраз-

ный моренный материал, распределяется на всю огромную площадь шельфа и проникает далеко в открытые части океана.

2. Нет поступления осадочного материала от абразии берегов. Последние почти всюду имеют характер вертикального ледяного обрыва; выходы коренных пород на них встречаются крайне редко (не более чем на 0,5% общей протяженности побережья).

3. Область антарктической материковой отмели большую часть года бывает покрыта дрейфующими ледовыми полями, которые гасят волнение, развивающееся в океане. В связи с этим исключается участие волнового фактора в постановке и переработке осадочного материала.

4. Современный вулканизм в Антарктиде и на шельфе, за исключением небольшого участка в море Росса, отсутствует; роль эолового материала ничтожна, так как более 99% поверхности материка покрыто льдом.

5. Очень большое значение имеет поступление осадочного материала биогенного происхождения. Основную роль играют диатомовые водоросли, а также бентические организмы — кремневые губки, мшанки, моллюски и иглокожие, т. е. организмы со скелетом из аморфного кремнезема и карбоната кальция. Продукция диатомовых водорослей, определенная по C^{14}, в Антарктике в 5—10 раз выше, чем в тропиках, биомасса бентоса в 2—10 раз больше биомассы шельфа Берингова моря и других морей с высокой биомассой.

6. Хемогенное осадкообразование в условиях холодных вод антарктического шельфа не имеет значения.

Из сказанного следует, что основную роль в поставке осадочного материала на материковую отмель Антарктиды играет ледниковый сток, приносящий с суши в океан много обломочного материала, а также биогенные процессы. Поступающий на шельф материал распределяется под влиянием системы постоянных и приливно-отливных течений. Результаты изучения взвешенного материала показывают, что наиболее тонкая часть осадочного материала (взвеси) сбрасывается с шельфа вниз по материковому склону. Определенную роль в перемещении осадков могут играть также и айсберги, нижние части которых достигают глубины 300 *м* и более (Лисицын, 1963).

Изучение комплексов диатомовых водорослей во взвеси и в донных осадках Антарктики позволило четко выделить две их основные группы — неритическую и океаническую.

Разница в видовом составе диатомовых определяет также и некоторые отличия осадков, образующихся из этих водорослей, в частности, сказывается на гранулометрическом их составе, физико-технических свойствах и др. Вместе с тем и количество разбавляющего терригенного материала, его гранулометрический и вещественный состав в океанской и шельфовой зонах тоже различны. В океанической зоне, кроме того, накопление диатомовых илов местами перекрещивается с поступлением продуктов современного вулканизма. На основе этих отличий могут быть выделены две группы диатомовых осадков южной полосы кремненакопления — шельфовые, океанические, а в пределах последних еще и вулканогенно-кремнистые.

а. Диатомовые и слабодиатомовые осадки шельфа

Наибольшим распространением на шельфе Антарктиды пользуются айсберговые осадки. Основную их часть составляет терригенный материал различной крупности, к которому примешано небольшое количество биогенных компонентов — панцирей диатомовых, спикул кремневых губок, остатков иглокожих, мшанок. Гранулометрический спектр этих осадков очень широк — от валунно-щебнистых до тонких глинистых

илов. Преобладают, однако, алевритовые осадки, занимающие около 80% поверхности шельфа; на долю песчаных приходится 10% и валунно-щебнистых — 6%.

Таким образом, на илистые осадки остается всего около 4% проб, что приблизительно соответствует площади их распространения в Индийском секторе Антарктики (Лисицын, 1963).

Обычно айсберговые осадки бескарбонатны — они содержат чаще всего меньше 1% $CaCO_3$. Содержание спикул губок и панцирей диатомовых в них также невелико, меньше 10%, хотя кремнистые остатки могут быть найдены практически во всех пробах.

В комплексе донных организмов слабодиатомовых и диатомовых илов шельфа, а также и кремневогубковых осадков наибольшее значение имеют губки, мшанки, иглокожие и асцидии — они составляют до 90—96% биомассы бентоса.

Наибольшего распространения здесь достигают губки, которые представлены 10—15 видами (*Tetilla*, *Myxilla*, *Mycale*, *Tedonia*, *Iophon* и др.). Местами они дают очень плотные поселения.

Второе место по численности и разнообразию видов принадлежит мшанкам (кустистые и корковые формы), а третье — иглокожим — офиурам, морским лилиям и ежам (Гусев и Пастернак, 1958).

Анализ содержания аморфного кремнезема в шельфовых осадках показал, что в 40% случаев они содержат меньше 5% $SiO_{2аморф}$, в 36% случаев — от 5 до 10%. Лишь в 21% случаев осадки были слабокремнистыми (10—30% $SiO_{2аморф}$), а в 3% случаев — кремнистыми. Эти цифры, определенные для лучше всего изученного шельфа Индийского сектора Антарктики, показывают, что диатомовые и слабодиатомовые илы играют на шельфе Антарктиды довольно скромную роль, они занимают всего около 1/4 его поверхности.

Кремнистые и слабокремнистые осадки расположены на шельфе отдельными пятнами размерами от нескольких десятков до 500—900 *км* в поперечнике. Обычно эти пятна совпадают с областями распространения тонких алевритово-глинистых и глинистых осадков. Чаще всего такие илы бывают приурочены к депрессиям шельфа, в частности к протягивающемуся на большом расстоянии по шельфу желобу Лазарева (глубины до 1500 *м*). Зоны развития более крупных — алевритовых и песчаных осадков — на шельфе являются «запретными» для накопления диатомовых: их панцири сбрасываются отсюда сильными приливо-отливными течениями, захватывающими всю толщу вод шельфа. Это хорошо видно и по распределению и составу взвеси у берегов Антарктиды (Лисицын, 1961).

Как видно из схемы распределения комплексов диатомей в планктоне Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики (рис. 15 и 16), над антарктическим шельфом и материковым склоном распространен антарктический (неритический) комплекс диатомовых. Через неширокую полосу диатомовых смешанного комплекса он сменяется к северу, в области развития океанских диатомовых илов, субантарктическим комплексом (рис. 16).

Сопоставление схем показывает смещение границ неритического комплекса донных осадков к северу, в открытые части океана, по сравнению с их прижизненным распределением.

В состав неритического комплекса диатомовых в осадках входят 38 видов, причем массового развития достигают виды *Schimperiella antarctica* (35—70), *Eucampia balaustium*, *Fragilariopsis curta* (3—53), реже *Charcotia actinochilus* (22—60), *Thalassiosira gracilis* (6—25), *Th. margaritae* (24—27), *Coscinodiscus furcatus* (45—110), *C. oculoides* (60—230), *C. symbolophorus* (60—120) и др. (в скобках размеры панцирей в микронах). Очень обычны также силикофлагелляты *Distephanus speculum* Ehr.

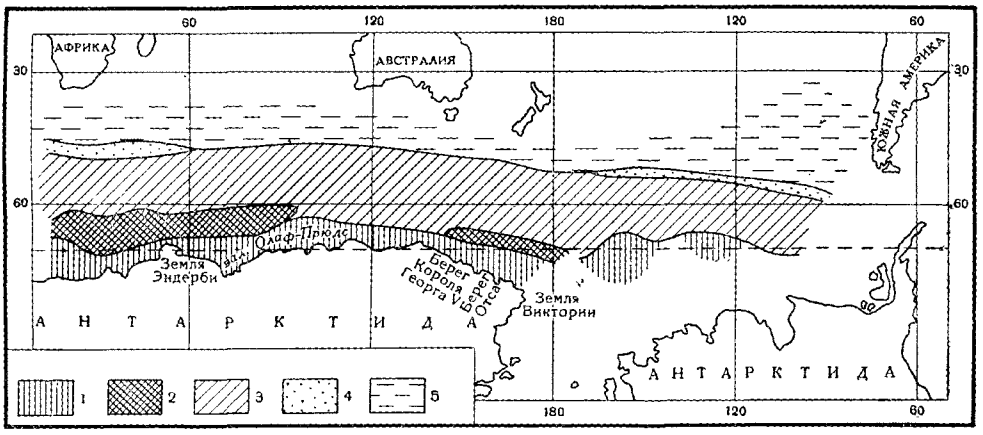


Рис. 15. Распределение комплексов диатомей во взвеси из поверхностного слоя вод Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики (Козлова, 1964)

1 — антарктический; *2* — смешанный (антарктический и субантарктический); *3* — субантарктический; *4* — смешанный (субантарктический и умеренных широт); *5* — умеренно-тепловодный

Во взвеси из того же района О. Г. Козлова (1964) обнаружила 43 вида диатомовых; следовательно, несколько видов не достигают донных осадков, полностью растворяясь в толще вод.

В неритическом комплексе диатомовых Антарктики отмечается большое число эндемиков. В частности, эндемичными антарктическими родами являются встречающиеся в массовых количествах *Schimperiella* и *Charcotia*. Диатомовые осадки шельфа Антарктики можно было бы назвать шимперниелловыми.

Для водорослей этой группы характерно приспособление к ледовым условиям существования — отрицательной температуре воды (—1, —2°С), длительному ледовому покрову и пониженной солености в период летнего таяния льдов.

Для видов с массовым распространением — наиболее обычны створки размером от 0,02 до 0,07 *мм*. По размерам и гидравлической крупности эти панцири попадают в мелкие алевриты, а значительной частью и в пелиты (фракция меньше 0,01 *мм*). Если учесть, что наряду с целыми панцирями в осадках шельфа постоянно присутствует огромное количество обломков панцирей — и именно они являются преобладающими, что очень характерно для шельфовой зоны и вообще для неритических комплексов диатомовых,— то становится понятной приуроченность кремнистого диатомового материала именно к мелкоалевритовым и пелитовым осадкам.

Для неритического комплекса диатомей характерна также большая пестрота как в их количественном распространении, так и в видовом составе.

На шельфе могут быть выделены участки, которые резко отличаются один от другого не только по общему количеству панцирей в осадках одной и той же размерности, но и по комплексам диатомовых. Пестрота комплексов — это одна из особенностей неритической зоны кремневого пояса южного полушария.

В частности, в Индийском секторе Антарктики на шельфе О. Г. Козлова (1964) выделяет по крайней мере четыре района отличных по комплексам неритических диатомей: 1 — вдоль борегов Бадда, Сабрина, Банзаре; 2 — море Дейвиса; 3 — юго-западнее земли Эндерби, 4 — в районе земли принцессы Ранхильды.

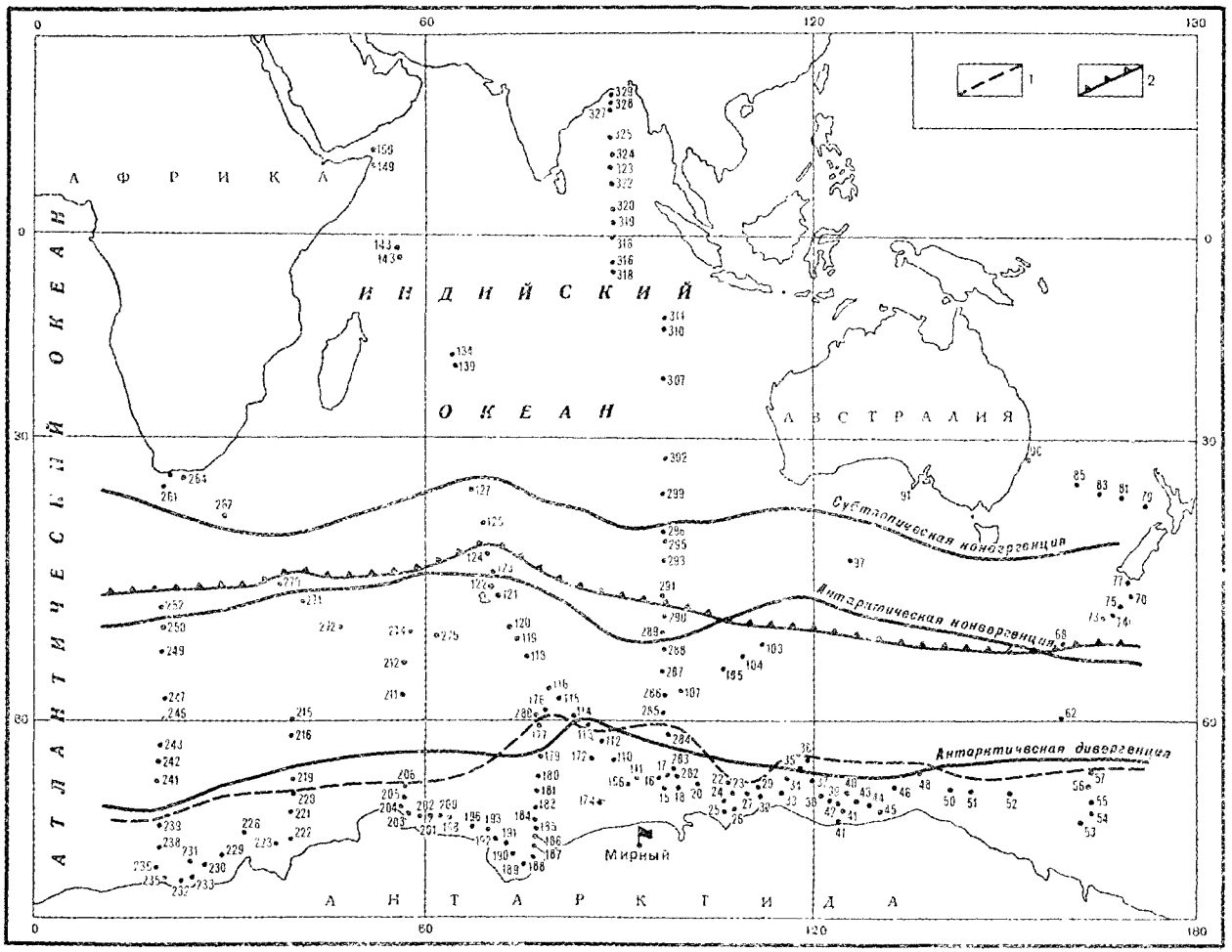


Рис. 16. Схема зонального деления осадков Индийского сектора Южного океана по руководящим комплексам диатомовых в осадках (по Жузе, Королевой, Нагаевой, 1962)

1 — северная граница господства антарктического комплекса видов (свыше 50%); *2* — северная граница господства субантарктического комплекса видов. Сплошные линии — положение основных гидрологических фронтов (дивергенций и конвергенций, по Иванову, 1960). Цифрами показаны станции антарктических экспедиций СССР, по которым был выполнен анализ диатомовых

№ станции	Координаты		Глубина, м	Гранулометрический состав, %						
				фракции, мм						
	широта	долгота		>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	—0,01 0,005	0,005—0,001	<0,001	Md
5 дн.*	66°37′6	92°44′2	486	2,59	4,92	18,13	26,83	8,39	39,13	0,0055
6 »	65 58 0	92 42 4	736	0,77	25,91	29,01	25,02	3,30	15,98	0,013
11 »	65 27 0	93 56 0	717	0,94	2,81	31,19	40,19	2,01	22,86	0,0092
23 »	66 14 0	107 33 6	639	11,70	11,04	18,95	11,25	27,0	20,05	0,006
24 »	66 02 4	106 57 3	822	31,40	2,0	18,26	9,18	7,53	31,62	0,013
25 »	66 21 6	106 41 2	571	3,13	4,96	24,54	34,41	5,86	27,01	0,009
44-а»	60 50 3	128 27 6	312	8,93	20,69 т	26,49	29,58	5,15	9,15	0,013
45 »	66 21 2	129 44 0	552	1,82	1,82	22,0	19,71	13,73	40,92	0,003
186 »	67 37 3	77 02 1	351	7,28	9,63	19,7	19,28	8,29	35,82	—
187 »	68 19 2	77 05 0	585	24,59	20,52	4,74	13,54	5,85	30,75	—
188 »	68 55 2	77 36 0	931	2,85	5,28	4,31	26,05	17,73	43,78	0,0018
189 »	69 18 2	75 45 0	255	34,92	29,25	7,86	6,02	6,02	15,92	0,086
194 »	67 09 7	68 57 3	154	5,16	40,83	23,35	2,66	4,48	23,52	0,033
196 »	67 26 3	67 32 5	130	46,38	27,71	11,30	14,58**	—	—	—
341 »	67 37 4	165 48 0	509	4,27	13,03	28,76	26,83	7,99	19,11	0,0085

* Дночерпательная проба.

** Фракция < 0,01 суммарно.

Все определения по материалам Морской антарктической экспедиции АН СССР на д/э «Обь». Анализы выполнены под руководством Н. Г. Прокопцева, В. С. Соколова; З. А. Глаголевой, О. И. Зеленской.

Слабодиатомовые илы шельфа Антарктиды могут быть охарактеризованы табл. 4. Из нее видно, что это по-существу те же айсберговые осадки с присущей им низкой сортировкой, большим количеством обломочного материала и слабой окатанностью частиц, но только слегка обогащенные кремнистыми панцирями неритических диатомовых.

Настоящие диатомовые илы, содержащие до 44,18% $SiO_{2аморф}$ (ст. 190 на глубине 683 *м* в зал. Олаф Прюдс), были обнаружены впервые на антарктическом шельфе во втором рейсе Морской антарктической экспедиции АН СССР в 1956—1957 гг. (Лисицын и Живаго, 1958). В зал. Олаф Прюдс на глубинах от 150 до 700 *м* на ряде станций получены зеленовато-серые и оливково-зеленые крупные алевриты, мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы с высоким содержанием аморфного кремнезема и низким — $CaCO_3$ (табл. 5).

На глубинах меньше 500 *м* это слабодиатомовые осадки, а в интервале глубины 500—700 *м* — типичные диатомовые алевритово-глинистые илы (от 50 до 70% фракции меньше 0,01 *мм*). Эти илы имеют творожистую или волокнистую «асбестовую» текстуру, типичную и для диатомовых осадков океанского подтипа. Накопление толщи диатомовых илов в зал. Олаф Прюдс связано с особенностями его гидрологии.

В прошлом, когда, как показало изучение колонок донных осадков, условия здесь не отличались от соседних участков шельфа, в зал. Олаф Прюдс шло накопление не кремнистых осадков, как сейчас, а айсберго-

Таблица 4

илов шельфа Антарктиды

Химический состав, % от сухого осадка						Тип осадка
So	SiO_2аморф	$CaCO_3$	Fe	Mn	TiO_2	
—	11,98	Нет	4,34	0,038	0,70	Ил пелитовый
3,0	12,11	Нет	2.23	0,03	0,46	Ил мелкоалевритовый
1,65	18,35	Нет	2,85	0,03	0,52	Ил алевритово-пелитовый
5,4	13,18	Нет	3,13	0,062	0,56	То же
—	13,10	Нет	3,79	0,077	0,64	Смешанный песчано-пелитовый осадок
—	21,83	Нет	2,79	0,046	0,49	Ил алевритово-пелитовый
2,9	14,08	0,41	2,90	0,038	0,32	Ил мелкоалевритовый
—	16,74	0,18	4,25	0,046	0,56	Ил пелитовый
—	18,43	0,23	3,35	0,05	0,56	Ил алевритово-пелитовый
—	17,9	0,20	2,69	0,039	0,47	То же
—	13,53	0,68	2,64	0,039	0,46	Ил пелитовый
4,73	13,92	0,68	2,96	0,04	0,48	Смешанный песчано-алевритовый осадок
6,9	13,76	3,25	2,63	0,05	0,48	Алеврит крупный
—	10,50	11,53	2,26	0,046	0,41	Песок мелкий с примесью алевритового материала
2,7	13,86	1,52	6,57	0,07	1,88	Ил алевритово-пелитовый

вых: под толщей диатомовых илов мощностью 30—50 *см* залегает мощная толща типичных айсберговых отложений, содержащих всего 2—3% аморфного кремнезема.

Очевидно, в прошлом во время похолоданий вся поверхность залива была покрыта льдами, которые препятствовали развитию диатомовых.

Второй очень небольшой участок развития диатомовых илов на шельфе обнаружен в море Дейвиса. Именно здесь найдено максимальное для шельфовых осадков содержание аморфной кремнекислоты 64,39%. Проба была взята со дна желоба Лазарева, проходящего в море Дейвиса. Это своеобразная ловушка тонкого материала, куда идет снос неритических диатомовых водорослей с мелководных участков шельфа.

Наконец, третий участок распространения шельфовых диатомовых илов обнаружен в Тихоокеанском секторе Антарктики. Здесь распространение диатомовых илов на шельфе вообще более ограничено, чем в Индийском секторе. Причины этого заключаются в интенсивности дивергенции, положении кромки льдов и своеобразии рельефа дна. Важную роль играет и разница в географическом положении шельфов: море Росса глубоко вдается в антарктический материк, оно покрыто льдами, и условия для развития диатомовых здесь менее благоприятны, чем в морях Индийского сектора; шельфовая часть этого моря находится почти на 1000 *км* ближе к Южному полюсу, чем шельф Индийского сектора. Естественно поэтому, что на дне моря Росса распространены в основном айсберговые, только в понижениях дна — слабодиатомовые осадки.

Появления диатомовых илов можно ожидать только на наиболее продвинутых к северу участках шельфа Тихоокеанского сектора. В одном из таких мест на границе морей Амундсена и Беллинсгаузена американскими экспедициями «Дип Фриз» было обнаружено пятно диатомо-

№ станции	Координаты		Глубина, м	Гранулометрический состав, %					
				фракции, мм					
	широта южная	долгота восточная		>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
190 дн. верх	68°42′7	74°02′2	683	0,38	1,89	35,23	62,5*	—	—
191 » »	68°18′2	68°06′	707	7,26	8,39	25,62	22,61	5,71	30,41

* Фракция < 0,01 суммарно.

вых осадков на шельфе (пробы кораблей «Глейсер» и «Бартон Айленд»). В пробах, к сожалению, не определено содержание $SiO_{2аморф}$, имеются только макро- и микроскопические описания. Судя по гранулометрическому составу осадка, а также по особенностям рельефа дна и положения этого района, можно считать, что содержание аморфного кремнезема в этих пробах находится в пределах 10—30%. Данные о гранулометрическом и химическом составе проб сведены в табл. 6. Для построения

Таблица 6

Гранулометрический состав слабодиатомовых илов с шельфа Тихоокеанского сектора Антарктиды (по данным экспедиции Дип Фриз, США) в %

№ станций	Координаты		Глубина, м	Фракции, мм							
	широта южная	долгота западная		>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	Md	So
1	71°54′0	101°57′0	375	38,00	10,0	21,0	5,0	7,0	19,0	0.043	10,0
2	71°48′0	96°50′0	349	13,0	9,0	24,0	7,0	14,0	33,0	0,007	8,3
3	71°44′0	98°01′0	340	9,0	6,0	28,0	9,0	15,0	33,0	0,006	7,0
4	71°45′0	98°00′0	375	39,0	3,0	15,0	6,0	14,0	23,0	0,023	18,7
5	71°47′0	97°50′0	786	12,0	2,0	12,0	8,0	19,0	47,0	0,0014	5,7
6	71°44′0	98°01′0	485	16,0	16,0	25,0	6,0	10,0	27,0	0,017	9,0
7	71°54′0	99°28′0	1090	18,0	4,0	16,0	8,0	19,0	35,0	0,0035	9,0
8	71°18′0	100°18′0	430	20,0	8,0	25,0	6,0	9,0	32,0	0,014	10,0
9	71°49′0	97°35′0	165	46,0	25,0	19,0	2,0	2,0	6,0	0,095	1,9
10	71°53′0	100°35′0	280	51,0	18,0	14,0	4,0	3,0	11,0	0,1	3,06
12	71°51′36	100°26′0	420	46,0	15,0	16,0	3,0	6,0	14,0	0,09	5,55
13	71°38′0	100°27′0	549	16,0	13,0	19,0	4,0	8,0	40,0	0,007	10,0

таблицы результаты гранулометрических анализов американских авторов в системе «фи» были переведены с помощью кумулятивных кривых в десятичную систему (Лисицын, 1959). Можно ожидать находок пятен диатомовых илов и на других участках шельфа моря Беллинсгаузена и в отдельных местах у берегов Антарктического полуострова.

б. Океанические слабодиатомовые, диатомовые и сильнодиатомовые осадки

Антарктическая зона — классическая область распространения океанических диатомовых илов, содержащих до 72% аморфного кремнезема. В 1 *г* сухого осадка насчитывается 100—440 млн. панцирей диатомовых. Это наиболее обогащенные кремнеземом осадки современной геологической эпохи.

Таблица 5

илов шельфа Антарктиды

Химический состав					Тип осадка
SiO_2аморф	$CaCO_3$	Fe	Mn	TiO_2	
44,18	Сл.	2,06	0,02	0,22	Ил алевритово-пелитовый
33,17	1,43	2,32	0,04	0,32	То же

На юге диатомовые илы постепенно переходят в слабокремнистые и бескремнистые айсберговые осадки, на севере — в фораминиферовые осадки и красную глубоководную глину.

Океанические диатомовые илы протягиваются вокруг берегов Антарктиды, образуя почти сплошной пояс шириной 900—2000 *км*, концентрически охватывающий пояс айсберговых осадков.

Северная граница зоны распространения диатомовых илов приблизительно совпадает с положением антарктической конвергенции (Hough, 1956) и средней границей распространения айсбергов, а также с изолинией средней годовой температуры воздуха 10°С. Она достигает 40° ю. ш. В соответствии с положением зоны конвергенции северная граница диатомовых водорослей в восточной части Индийского сектора Антарктики лежит южнее, чем в его западной части.

Диатомовые илы встречаются на самых различных глубинах, вплоть до максимальных. Обычно во влажном виде это зеленовато-серые или кремовые осадки с типичной волокнистой творожистой текстурой, во влажном виде упругие, при разрезании ножом сжимаются, обладают резко выраженной тиксотропией. В сухом виде это белый или кремовый, очень легкий осадок, легко растирающийся пальцами и имеющий объемный вес чаще всего от 0,4 до 0,9 *г/см*^{3}, в отдельных пробах — до 0,2 *г/см*^{3}. Влажность диатомовых илов зависит от гранулометрического состава и чаще всего находится в пределах 50—80% (табл. 7, 8).

Для диатомовых осадков обычна нейтральная, слабощелочная или слабокислая активная реакция (pH от 6,8 до 7,5) и высокий окислительно-восстановительный потенциал, значения которого достигают + 175 *мв*.

По гранулометрическому составу это в большинстве случаев алевритово-глинистые и глинистые илы с содержанием пелитового материала (мельче 0,01 *мм*) от 60 до 85%. Алевритовый материал представлен в основном панцирями разнообразных диатомовых водорослей.

В области распространения диатомовых и слабодиатомовых илов южного пояса кремненакопления средние значения биомассы бентоса, по Г. М. Беляеву (1962), находятся в пределах 0,1—1 *г/м*^{2} и лишь на подводных поднятиях и хребтах превышают 1 *г/м*^{2}.

На ложе Южного океана до глубин 5300 *м* на илистых осадках найдена фауна полихет (*Maldanidae*, *Glyceridae*, *Ampharetidae*), а также *Tanaidacea*, *Isopoda*, мелкие офиуры с тонкими лучами, единичные мшанки, гидроиды, асцидии (Гусев и Пастернак, 1958).

В составе океанического комплекса диатомовых в донных осадках насчитываются 32 вида (Жузе, Королева, Нагаева, 1962). Массовыми из них являются только три: *Coscinodiscus lentiginosus* (обычные размеры панциря 20—75 *мк*), *Thalassiothrix antarctica* (2000—3000 *мк*) и наиболее распространенный *Fragilariopsis antarctica* (10—82 *мк*). В значительных количествах встречаются также *Coscinodiscus tabularis* (25—50 *мк*),

Характеристика океанических диатомовых

№ станции	Координаты		Глубина, м	Гранулометрический состав, %					
				фракции, мм					
	широта южная	долгота восточная		>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
114	59°47'8	83°15'6	1319	3,47	16,80	22,39	33,20	4,16	13,17
115	58°43'4	80°51'8	1587	5,80	8,12	25,98	27,86	14,14	18,10
116	57°40'0	79°19'0	1615	6,93	13,86	19,80	1,75	21,15	36.50
117	56°21'2	77°49'0	2257	17,08	26,17	15,70	27,06	0,15	13,84
118	55°00'0	76°16'0	1539	5,55	7,94	24,21	47.02	3,73	11,54
119	53°43'7	47°56'5	1146	6,69	8,78	30,54	26,44	6,61	20,93
176	59°04'2	78°02'3	1291	15,15	16,80	21.21	28,68	3,02	15,14
177	60°02'5	77°12'3	2208	5,15	9,54	29,63	28,45	11,23	15,99
178	61°25'5	77°18'6	3815	11,25	3.31	15,89	49,79	9,68	10,07
212	56°00'2	56°54'1	4017	16,76	18,16	17,35	20,31	7,79	18,92
226	67°28'8	32°38'5	934	16,03	35,91	22,29	7,78	2,89	14,98
							Среднее		

Характеристика океанических диатомовых

№ станции	Координаты		Глубина, м	Гранулометрический состав, %					
				фракции, мм					
	широта южная	долгота западная		>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
385 дн.	62°38'8	159°51'0	2320	8,79	8,48	23,94	27,76	8,69	22,34
386 »	60°17'0	159°59'5	3814	0,95	1,43	10,96	31,41	18,74	36,51
388 »	57°58'9	160°04'0	3953	4,56	5,96	22,46	43,64	19,63	3,75
389 »	56°18'8	160°03'9	4388	3,61	3,28	18,36	26,74	14,75	33,25
402 »	64°22'3	132°11'1	4868	2,93	сл.	8,78	41,50	9,77	37,02
409 »	64°38'8	108°39'5	5022	0,89	—	5,78	49,15	14,86	29,32

C. tumidus (40—240 *мк*), *Asteromphalus hookeri* (45—90 *мк*), *A. parvulus* (22—48 *мк*), *Chaetoceros dichaeta*, *Ch. criophilum* и др.

Комплекс руководящих форм диатомовых в донных осадках океанского типа резко отличается от неритического большей величиной панцирей, толщиной стенок и массивностью. Этим, а также наличием особого защитного слоя у водорослей рода косцинодискус и обеспечивается очень хорошая сохранность панцирей диатомовых океанического комплекса при их опускании через многокилометровую толщу вод на дно. Такой же вывод дают и непосредственные наблюдения за сохранностью океанических диатомовых во взвеси.

От неритической зоны диатомовых осадков океанская отделена широкой зоной смешения, где встречаются элементы обеих флор.

Кроме диатомовых, в песчано-алевритовых фракциях здесь в небольших количествах встречаются фораминиферы, радиолярии, спикулы губок, а также обломочные минералы.

Таблица 7

илов из южной части Индийского океана

Md, мм	So	Химический состав, % от сухого осадка						Тип осадка
		SO_2аморф	$CaCO_3$	$C_{орг}$	Fe	Mn	TiO_2	
0,026	2,67	54,8	16,0	0,30	0,24	сл.	0,04	Ил алевритово-пелитовый
0,0075	2,95	44,44	21,6	0,27	0,24	»	0,04	То же
0,0068	2,0	51,18	19,90	0,18	0,14	»	сл.	» »
0,0023	3,53	32,58	40,32	0,15	0,47	0,008	0,06	» »
0,009	1,74	48,33	—	—	1,07	сл.	сл.	» »
0,0097	2,7	46,57	13,37	0,33	—	—	0,22	» »
0,014	3,0	35,79	42,78	0,34	0,61	0,008	0,05	Ил мелкоалевритовый
0,0087	2,55	40,14	33,54	0,19	0,55	0,008	0,05	Ил алевритово-пелитовый
0,0068	1,7	31,46	26,02	0,40	1,67	0,06	0,26	Ил алевритово-пелитовый
0,013	4,6	21,24	32,70	0,08	2,36	0,57	0,32	То же
0,05	2,62	—	31,77	0,19	2,64	0,07	0,44	» »
0,016	2,54							

Таблица 8

илов южной части Тихого океана

Md, мм	So	Химический состав, % от сухого осадка						Тип осадка
		SiO_2аморф	$CaCO_3$	$C_{орг}$	Fe	Mn	TiO_2	
0,0085	3,8	36,10	33,64	0,20	1,33	0,11	сл.	Ил алевритово-пелитовый диатомовый
—	—	—	—	—	—	—	—	Ил пелитовый диатомовый
0,0013	1,7	35,45	32,68	0,23	1,20	0,09	0,16	Ил пелитовый форам.-диатомовый
—	—	25,74	23,63	0,21	2,19	0,26	0,32	Ил известково-диатомовый
—	—	58,56	0,09	0,23	1,69	0,16	0,19	Ил пелитовый диатомовый
—	—	58,83	0,41	0,18	1,58	0,17	0,18	То же

Минералогический состав диатомовых илов тесно связан с прилегающими с юга айсберговыми осадками, поскольку для них айсберги являются единственным источником мелкообломочного материала (алевритовая фракция в этой части океана). Поэтому в области распространения океанских диатомовых илов мы находим продолжение терригенно-минералогических провинций зоны айсберговых осадков. Содержание обломочных алевритовых частиц из-за разбавления диатомовым материалом уменьшается здесь в 5—10 раз и более. Лишь в отдельных местах, кроме айсбергового материала, в комплексе обломочных минералов существенное значение имеет также современный пирокластический материал. Анализ вещественного состава и габитуса минералов в осадках позволяет четко разделять как отдельные области влияния айсбергов, так и районы вулканической деятельности.

Гранулометрический состав диатомовых осадков, так же как и всех других донных отложений, тесно связан с подводным рельефом: на воз-

вышенностях диатомовые осадки грубеют, переходя к мелкоалевритовым илам и крупным алевритам, а иногда и к пескам. При этом содержание аморфного кремнезема в них быстро уменьшается. В этих местах они, как правило, обогащены валунно-щебнистым материалом, а также крупными фораминиферами.

В южной части Индийского океана диатомовые илы обычно содержат меньше 10% $CaCO_3$, однако в более теплых районах, к северу, содержание карбонатного материала возрастает до 30%, а затем 50%, и диатомовые илы постепенно переходят в карбонатные фораминиферовые.

Кроме широтной зональности, как мы уже отмечали, наблюдается и вертикальная зональность распределения карбонатов: содержание $CaCO_3$ возрастает на подводных поднятиях и резко падает на глубинах больше критической.

Данные о содержании различных элементов и соединений в океанских диатомовых илах сведены в табл. 5. Важно отметить, что биогенные компоненты ($CaCO_3$, $SiO_{2аморф}$, $C_{орг}$, P) в них составляют обычно более 70% осадка.

Поскольку основная часть диатомовых илов залегает на глубинах в несколько тысяч метров, органическое вещество, образованное водорослями в поверхностных слоях вод, достигает дна в крайне незначительных количествах и в стадии глубокого распада. Органического вещества в диатомовых илах меньше, чем в айсберговых.

в. Вулканогенно-кремнистые осадки южной зоны

В южной части Индийского, Тихого и Атлантического океанов широко развит подводный и надводный современный и четвертичный вулканизм. Некоторые вулканические очаги находятся в зоне развития диатомовых илов океанского типа. Здесь распространены донные осадки, представляющие собой диатомовый ил со значительной примесью пирокластического материала: пепла, лапиллей, пемзы и обломков пористой лавы. Местами количество такого материала превышает 50% и осадок из диатомового переходит в пирокластический. С помощью мощных эхолотов в толще диатомовых илов удалось проследить несколько пепловых прослоев, причем некоторые из них были вскрыты длинными трубками.

На станции 251 (50°58′ ю. ш. и 20°28′ в. д.) на разрезе Антарктида—Африка с глубины 4122 *м* получена проба диатомового ила, содержащая 20—30% пеплового материала, сконцентрированного в самом верху колонки, а также в нескольких прослоях по разрезу. Пепел имеет размерность крупного и среднего песка, очень редки частицы размеров гравия. Пепловые частицы чаще всего темно-серые, шиповатые, реже коралловокрасные. Вулканическое стекло обычно темно-бурое, реже бесцветное, прозрачное. Часты также идиоморфные кристаллы полевых шпатов и пироксенов. Многие минеральные зерна имеют «рубашки» из вулканического стекла. Непрозрачные рудные минералы отмечены в небольшом количестве. По длине колонки встречаются горизонты, в которых пепловый материал составляет до 50% осадка и более, однако комплекс минералов не изменяется. На эхограммах из этого района в толще осадка прослеживается два-три пепловых прослоя, причем один из них был вскрыт поршневой трубкой на горизонте 440 *см*.

Микроскопическое исследование различных фракций донных осадков диатомово-вулканогенного типа, включая изучение фракции размером меньше 0,001 *мм* под электронным микроскопом, показало, что единственным источником аморфного кремнезема в этих осадках являются панцири диатомовых и их обломки. Растворения вулканического стекла не отмечается. В степени сохранности диатомовых, их видовом составе, размерах

и других характеристиках нет никаких отклонений от того, что наблюдается на соседних станциях океанской зоны, где пирокластического материала не обнаружено.

2. Подтип диатомовых осадков экваториального пояса кремненакопления

Диатомовые илы из экваториальной зоны океана резко отличаются от диатомовых илов южного и северного поясов кремненакопления. Тропические диатомовые илы сложены практически одним видом диатомовой водоросли — гигантским этмодискус рекс (*Ethmodiscus rex* (Wall.) Hendy. Вне зон развития этой водоросли комплекс диатомовых иной, но содержание SiO_2 в осадках не более 5—10%. Целые панцири этмодискуса рекс в донных осадках встречаются крайне редко, обычно это мелкие обломки, похожие на чешуйки слюды (рис. 17).

По внешнему виду и физическим свойствам этмодискусовый ил резко отличается от диатомовых осадков южного и северного поясов. При естественной влажности это очень мягкий, полужидкий, похожий на пульпу, растекающийся, лишенный пластичности осадок. Окраска его может быть различной от коричневой или светло-коричневой в окислительных условиях до белой, сероватой или зеленой в восстановительной обстановке котловин и впадин, где обычно накапливаются такие осадки. В сухом виде это очень легкие, мягкие, светло-коричневые, кремовые, белые или зеленовато-серые осадки. Они легко рассыпаются, связаны слабо, на изломах видны блестки, напоминающие слюду. Макроскопических остатков этмодискусовые илы обычно не содержат.

В некоторых случаях, кроме резко преобладающих обломков этмодискусов, в осадке различаются немногочисленные остатки других более мелких диатомовых водорослей (в частности, косцинодискуса) и радиолярий, а также спикулы губок. Содержание минеральной части, в том числе и глинистых минералов, крайне незначительно. Все пробы, которые уверенно определены как этмодискусовые илы, были получены с глубин более 5000 *м* и не содержали карбоната кальция. При микроскопическом просмотре в илах могут обнаруживаться отдельные остатки кокколитофорид и дискоастеры, а также отдельные фрагменты фораминифер.

Этмодискус рекс — очень широко распространенный вид тропической и экваториальной зон Мирового океана. В Тихом океане он обнаружен Г. И. Семиной (1960) до 30° в центральной и до 42° с. ш. в западной части, в Индийском отмечен в пробах взвеси и ловах планктона из тропической части океана, где ранее был описан Г. Карстеном (Karsten, 1905) в ловах «Вальдивии» из тропической части Индийского океана; он же обнаружил этот вид и в тропической части Атлантического океана.

А. Манн (Mann, 1907), обрабатывавший диатомовые из донных осадков, собранных во время плавания «Альбатроса» (США) в Тихом океане с 1888 по 1904 г., указывает на первые находки гигантской диатомовой водоросли в донных осадках судном «Неро» (США). Во время исследований донных осадков перед прокладкой кабеля между островами Гуам (Марианские острова) и Лусон (Филиппинские острова) экспедицией на «Неро» был впервые обнаружен узкий пояс своеобразных этмодискусовых илов, состоящих, по терминологии А. Манна, из *Coscinodiscus rex* Wall. Эти диатомовые почти целиком слагали донные осадки, в планктоне же их было немного.

Этмодискусовые илы, по этим данным, образуют узкий пояс, протягивающийся по параллели на расстояние до 3000 миль при ширине 20 миль или меньше. На станции «Неро» № 746 (14°24′ с. ш. и 135°31′ в. д.) с глубины 2788 фатомов была получена проба донного осадка, состоявшего практически только из панцирей этмодискусов. А. Манн считал, что

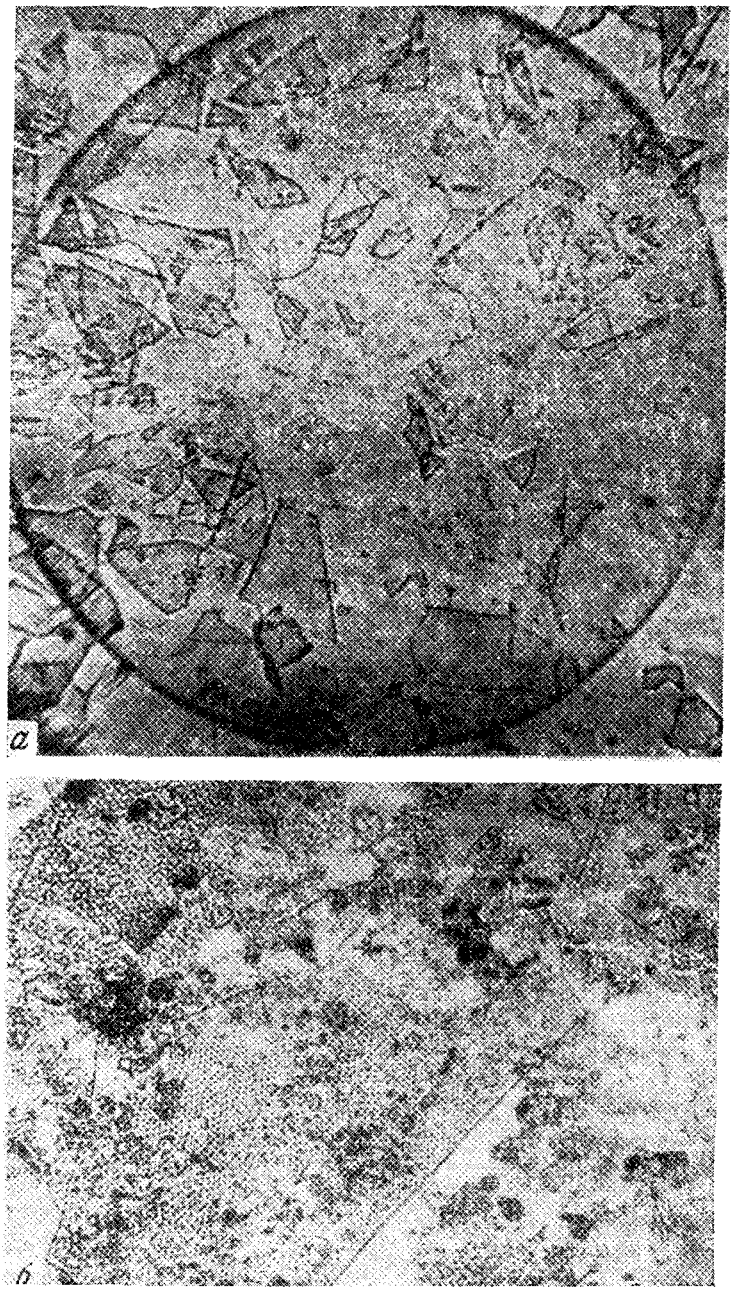


Рис. 17. Микрофотографии экваториальных

а — целая створка этмодискус (округлая) и отдельные фрагменты створок, *cus* sp. с параллельными дырчатыми рядами и остатки дискоастеров (звездочки);

этмодискусовых диатомовых илов (Hanzawa, 1935)

12°15′ 1″ с. ш.; 147°29′6″ в. д.; глубина 4662 *м*; увел. 100; *б* — обломки *Ethmodis-*
8°04′ 0″ с. ш.; 142°15′0″ в. д.; глубина 1836 *м* (увел. 320)

концентрация столь значительных количеств такой водоросли в пределах узкого пояса могла быть возможной только при наличии в этом месте очень узкого и постоянного течения, которое переносит створки вдоль узкой полосы. В сборах «Альбатроса» А. Манн не описывает этмодискусовые илы и районы распространения этой водоросли. Позже было установлено, что сплошного пояса этмодискусовых илов не существует и что это — зона с прерывистым, пятнистым распространением диатомовых илов, в пределах которой они распространены тоже во впадинах.

Японскими экспедициями было обнаружено, что особенно широко этмодискусовые илы распространены в Тихом океане между 8°40′ и 19°08′,5 с. ш. и 136°32′,6—153°06′,5 в. д., т. е. в Восточно-Марианской и в Западно-Марианской котловинах. Как указывает С. Ханзава (Hazawa, 1935), районы распространения этмодискусового ила чередуются здесь с более широкими областями развития глобигериновых илов и красной глубоководной глины. Пробы, указанные на карте № 2013 японской гидрографии и погибшие во время землетрясения 1923 г., также приходятся на эту зону, но они получены с глубин 2780—3787 *м* и обогащены карбонатами. Маловероятно, что эти сборы, сделанные на судне «Акаши» капитаном С. Кишиндо, действительно представляют собой типичные тропические этмодискусовые илы. Глубинный диапазон распространения типичных этмодискусовых осадков простирается от 4660 до 5714 *м* и в среднем, по японским данным, составляет 5006 *м*. В пробах экспедиции на «Челленджере» (1872—1876 гг.) имеется только одна, где обнаружен этмодискус. Это проба из Тихого океана со станции 229 (22°01′ с. ш. и 140°27′ в. д., глубина 4545 *м*) в северной части Западно-Марианской котловины. Осадок здесь представлен красной глубоководной глиной, в которой обнаружено около 2% (по весу) этмодискусов и других диатомовых. Осадок представляет собой переходную разность от красной глубоководной глины к типичному этмодискусовому илу.

В пробах донных осадков, изученных С. Ханзавой (Hanzawa, 1935), наиболее крупные этмодискусы имели размеры 0,730—1,000 *мм*. В планктоне панцири их достигают 1—1,457 *мм* (по экватору панциря и в полярной плоскости). Раньше выделяли несколько видов этмодискусов. Ф. Хустедт (Hustedt, 1930) показал, что виды, описанные как *Ethmodiscus tympanum* Cast., *Eth.* sp. Cast., *Eth. wyvilleanus* Cast., *Eth. sphaeroidalis* Cast., *Antelminella gigas* Schutt., являются стадиями развития вида *Ethmodiscus gazelle* (Janisch), который в настоящее время известен как *Ethmodiscus rex*.

Специальные исследования этмодискуса в планктоне, собранном во время плавания на «Челленджере II» в 1951—1952 гг., проводили И. Уайзман и Н. Хенди (Wiseman and Hendey, 1953).

Как было показано исследованиями на «Витязе» (Жузе, Петелин, Удинцев, 1959), тропические этмодискусовые илы обычно чередуются с красной глубоководной глиной, т. е. встречаются только на глубинах больше критической. Для смены осадков достаточно перепада глубин в 200—300 *м*. Это отмечено, например, по данным 25-го рейса «Витязя», в Филиппинской котловине Тихого океана, где широко распространен глыбовый рельеф. На обычно невысоких, с отвесными или очень крутыми стенками глыбовых поднятиях залегают красные глубоководные глины, а в понижениях — этмодискусовые илы. Крайне редко отмечаются случаи залегания этмодискусовых илов во впадинах, а в одном случае даже в понижении склона среди карбонатных осадков (Петелин, 1960).

Данные о глубинах распространения, гранулометрическом и химическом составе типичных этмодискусовых илов Тихого океана приведены в табл. 9, 10.

Скопления диатомового ила в тропической зоне во впадинах могут быть очень значительными: местами их мощность превышает 7 *м*. В глубоководной впадине Яп мощность слоя этмодискусового ила составила

Таблица 9

Распространение этмодискусовых илов в океанских осадках

№ п/п	№ станций	Судно, экспедиция	Координаты		Глубина, м	Краткое описание осадка	Источник
			широта	долгота			
1	225	«Челленджер» (Англия), 1872—76 г.	11°24′0 с.	143°16′,0 в.	8186	Радиоляриево-этмодискусовый ил	Murray and Banard, 1891
2	265	То же	12°42′0 с.	152°10,0 з.	5305	То же	То же
3	229	»	22°01′0 с.	140°27′0 в.	4545	Красная глина с этмодискусами	»
4	—	«Альбатрос» (США), 1888—1904 гг.	Район Филиппинских островов			Не описан	Mann, 1907
5	4674	То же	12°14′4″ ю.	78°43,4″ з.	4276	То же	То же
6	125	«Газель» (Германия), 1875 г.	30°53′, 0 ю.	177°06′,0 в.	4151	»	Wiseman and Hendy, 1953
7	96	То же, 1876 г.	9°57′,0 ю.	121°52′,0 в.	2981	»	То же
8	746	«Неро» (США), 1899 г.	14°24′,0 с.	135°31′,0 в.	5100	Чистый этмодискусовый ил шоколадный, светлый	Mann, 1907
9	234	«Мансю» (Япония), 1926 г.	19°08′,5 с.	153°06′,5 в.	5714		Hansawa, 1935
10	10	«Кюсю» (Япония)	16°14′,4 с.	136°32′,6 в.	5171	Вверху коричневый слой, ниже — белый	То же
11	60	«Иодо» (Япония), 1928 г.	12°50′,1 с.	147°29′,6 в.	4662	Белый осадок	»
12	73	«Кюсю» (Япония), 1933 г.	9°21′,0 с.	146°50′,0 в.	4660	Не описан	»
13	32а	То же	8°04′,0 с.	142°15′,0 в.	4822	То же	»
14	—	«Челленджер II» (Англия), 1950—1951 г.	11°20′, с.	142°19′,0 в.	10505	Чистый этмодискусовый ил	Wiseman and Hendy, 1953
15	3725	«Витязь» (СССР), 1957 г.	11°00′,9 с.	130°35′,0 в.	5740	Коричневатый творожистый студенистый осадок	Петелин, 1960
16	3727	То же	12°19′,1 с.	134°46′,9 в.	3460		То же
17	3728	»	12°48′,1 с.	134°29′,9 в.	5280	Красная глина с этмодискусом	»
18	4000	«Витязь» (СССР), 1958 г.	8°31′, с.	138°02′,9 в.	7977	Этмодискусовый ил	»
19	4003	То же	11°22′,3 с.	142°17′,6 в.	10100	То же	»
20	5165	«Витязь» (СССР), 1961 г.	16°25′,5 с.	160°00′ в.	5742	Этмодискусовый ил зеленый	Лисицын, 1961

Примечание. Кроме того, на японской навигационной карте № 2013 имеются еще две отметки диатомового (этмодискусового) ила: точка 1—8°07′0 с. ш., 146°23′5 в. д., глубина 2994 *м*, точка 2 — 8°34′5 с. ш., 147°40′0 в. д., глубина 2780 *м*. Одна проба (10°55′0 с. ш., 162°02′5 в. д., глубина 3787 *м*) описана как диатомовый или глобигериновый ил. Все три пробы были получены на судне «Акаши» в 1923 г.

№ станции	Координаты		Глубина, м	Гранулометрический						
				фракции, мм						
	широта северная	долгота восточная		0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	0,001	Md
3725	11°00'9	130°35'9	5792	2,57	3,00	22,86	16,57	32,86	23,14	0,0035
3727	12°19'1	134°46'0	3451	—	—	—	—	—	—	—
3728	12°48'1	136°44'3	5308	—	—	—	—	—	—	—
4000	8°31'0	138°02'9	7988	14,78	0,87	5,22	79,13 *	—	—	—
4003	11°22'3	142°17'6	10100	0,39	2,35	16,47	80,79 *	—	—	—

* Фракция <0,01 мм суммарно.

493 *см* (Петелин, 1960). Во время 34-го рейса «Витязя» в Тихом океане в районе ст. 5165 (см. табл. 10) был обнаружен слой этмодискусового ила, залегающий на более плотной красной глубоководной глине. По эхолотным записям этмодискусовый ил прослежен на расстоянии более 100 *км*, причем его мощность менялась от нескольких метров до 10—12 *м*. На ст. 5165 с помощью тяжелой трубки диаметром 200 *м* была получена колонка длиной 8,3 *м*. Оказалось, что верхние 110 *см* колонки сложены зеленовато-серым исключительно мягким, расплывающимся, почти жидким, этмодискусовым илом. Мощность этого слоя можно определить лишь ориентировочно, так как он расплывается при выталкивании колонки из трубки. Ниже 110 *см* в колонке залегает красная глубоководная глина с очень незначительным количеством панцирей диатомовых и микроконкрециями железо-марганцевого состава.

Этмодискусовые илы являются одним из наиболее «капризных» осадков, они более чутко, чем осадки других типов, реагируют на все изменения микрорельефа дна, очень подвижны, легко перемещаются и сползают в понижения.

При изучении распространения и состава этмодискусовых диатомовых илов обращает на себя внимание однородность их состава: во всех изученных случаях более 95% осадка состоит из панцирей только одного вида диатомовой водоросли — этмодискуса. Диатомовые илы других типов содержат обычно остатки панцирей нескольких видов — иногда нескольких десятков видов — диатомовых. Причина избирательного накопления в этой зоне только этмодискусовых панцирей стоит, по-видимому, в связи прежде всего с гигантскими размерами их панцирей: они в 5—30 раз больше по диаметру, чем панцири наиболее распространенных и хорошо сохраняющихся в осадках видов косцинодискусов, а по объему — в 200—3000 раз больше, толще и его стенка. Кроме того, стойкость кремнезема, входящего в состав панциря у этмодискуса, по-видимому, намного выше, чем у других океанских видов диатомовых водорослей. Важным обстоятельством являются экологические особенности этой водоросли, в первую очередь ее круглогодичное развитие в тропиках: при низкой биомассе этим обеспечивается достаточно высокая годовая продукция. Все это и приводит к тому, что этмодискус, обычно не доминирующий в фитопланктоне из поверхностных слоев тропических вод, становится на глубинах и в поверхностном слое донных осадков резко преобладающим видом диатомовых. Большинство остальных видов диатомовых тропической зоны тонкостенные. Как показало изучение взвеси и осадков, обычно они не достигают глубины более 4000 *м* и полностью растворяются.

Таблица 10

илов Тихого океана

состав, %		Химический состав, % от сухого осадка			Тип осадка
	фракции, *мм*				
So	SiO_2аморф.	$CaCO_3$	Fe	Mn	
3,3	2,57; 2,80	0,15	5,91; 5,27	0,45	Пелитовый ил слабокарбонатный
—	11,32; 7,62	54,67	6,09	0,14	Ил диатомовый
—	58,26	0,27; 0,06	0,89	0,33	Ил пелитовый диатомовый
—	41,21	0,14	1,93	0,44	То же
—	7,10	0,27	5,64	0,82; 0,83	Ил пелитовый глинистый

Приуроченность этмодискусовых илов к впадинам тоже понятна. Тончайшие пластинчатые остатки этмодискуса больше всего напоминают по гидравлическим свойствам чешуйки слюды, они исключительно подвижны и могут откладываться только в наиболее тихих участках: во впадинах, котловинах, достаточно глубоких понижениях. Из-за очень малого веса и исключительной рыхлости укладки пластиночек в донном осадке получается киселевидный, растекающийся, очень подвижный ил. При временных затишьях он может отлагаться и на поднятиях, но затем быстро уносится в понижения. По своим гидравлическим свойствам чешуйки этмодискусов, таким образом, являются очень хорошими индикаторами условий затишья.

В Индийском океане в поверхностном слое осадков этмодискусовые илы нигде найдены не были. В нескольких колонках из области распространения радиоляриевых илов юго-западнее Суматры были обнаружены прослойки этих илов в подповерхностных слоях (Безруков, 1964*а*, *б*), ранее их отмечал здесь Р. Кольбе (Kolbe, 1960).

Предположительный ареал распространения илов, обогащенных этмодискусами, отмечен в восточной части тропической зоны Атлантического океана (от экватора до 10° с. ш.), однако определений содержания аморфного кремнезема по этому району нет. Кольбе (Kolbe, 1954) указывает, что эти осадки не могут сравниваться по количеству диатомовых с илами Тихого океана.

Таким образом, этмодискусовые илы, содержащие 30—50% и более аморфного кремнезема, а также слабокремнистые их разности наибольшим распространением пользуются в осадках западной тропической части Тихого океана. Они обнаружены здесь в виде отдельных пятен, залегающих в понижениях дна. В частности, этмодискусовые илы найдены в Восточно-Марианской, Западно-Марианской котловинах, желобах Марианском, Каролинском и Палау.

Вертикальный диапазон их распространения — от 4600 —4700 *м* (критическая глубина) до максимальных глубин. В частности, они получены с глубины 10505 *м* экспедицией на «Челленджере-2» (1951—1952 гг.) в Марианской глубоководной впадине.

Причины массовых скоплений этмодискусов в донных осадках только в западной части Тихого океана и их отсутствия в восточной его части пока неясны. В восточной части Тихого океана, как показали исследования Т. В. Беляевой (1963), в пределах узкой экваториальной полосы донные осадки также обогащены диатомовыми, но без этмодискусов. Здесь обычны содержания диатомовых «часто и в массе» (рис. 18, 19). Наиболее

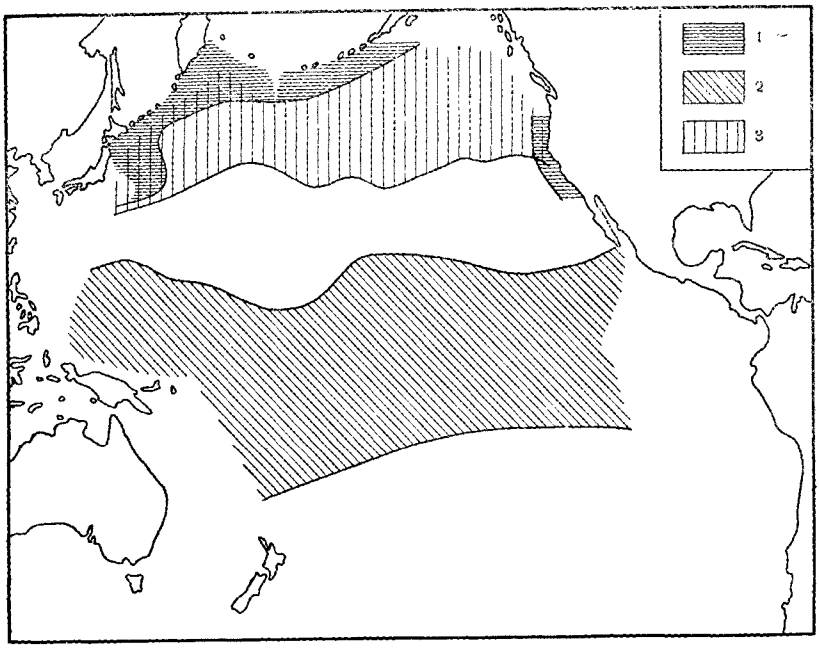


Рис. 18. Ареалы распространения различных видов диатомовых водорослей в северной части Тихого океана (Беляева, 1963)

1 — нерритический арктическо-бореальный вид *Biddulphia aurita*; *2* — экваториальный вид *Asteromphalus imbricatus*; *3* — океанический бореальный вид *Thalassiothrix longissima*

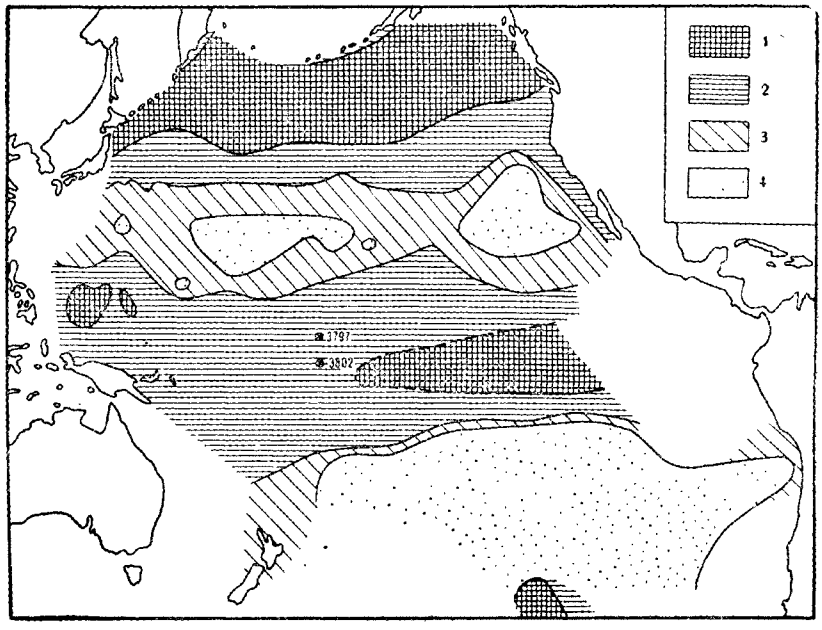


Рис. 19. Количественное распределение диатомовых в поверхностном слое осадков северной части Тихого океана (Беляева, 1963)

1 — часто и в массе; *2* — нередко; *3* — единично; *4* — не обнаружены

распространены в осадках остатки водорослей следующих видов: *Asteromphalus imbricatus*, *Rhizosolenia firma*, *Actinocyclus ellipticus*, *A. subtilis*.

Нужно заметить, что, в отличие от этмодискусов, эти водоросли не дают в восточной части экваториальной зоны Тихого океана даже слабодиатомовых отложений, но они в очень значительных количествах бывают примешены к распространенным здесь осадкам, в особенности к радиоляриевым илам и некоторым разновидностям глубоководной глины.

3. Подтип диатомовых осадков северного пояса кремненакопления

В северном поясе кремненакопления, который протягивается через северную часть Тихого океана и прилежащие к нему моря, широко распространены глубоководные океанические диатомовые и слабодиатомовые илы. В Охотском, Беринговом и Японском морях также преобладают кремнистые глубоководные осадки, содержащие океанический комплекс диатомовых.

Местами, однако, обнаруживаются и мелководные, шельфовые, отложения, обогащенные диатомовыми неритического комплекса. Чаще всего диатомовыми бывают обогащены тонкие алевритово-глинистые или глинистые илы широких шельфов (восточное мелководье и Анадырский залив Берингова моря, западный шельф Охотского моря). В некоторых случаях от 10 до 30% аморфного кремнезема, связанного с остатками панцирей диатомовых, содержат и мелкоалевритовые илы.

В отдельных случаях в Охотском море найдены диатомовые крупные алевриты и даже в одном случае, близ о. Ионы (Охотское море), обнаружены уникальные слабокремнистые диатомовые мелкие пески с содержанием аморфного кремнезема 10,48%. Нигде в других водоемах пески не содержали более 2—5% аморфного кремнезема, и обогащение их этим компонентом обычно бывает связано со спикулами губок.

а. Диатомовые и слабодиатомовые осадки шельфа

В северной части Тихого океана на шельфах Северной Америки, Азии и островных дуг диатомовые и слабодиатомовые осадки не отмечались. Они обнаружены только на самых широких участках шельфов Охотского и Берингова морей.

На шельфе Берингова моря, кроме терригенных, встречаются только слабодиатомовые осадки (10—30% аморфного кремнезема), а в Охотском море — также и диатомовые (30—50% кремнезема). В слабодиатомовых илах шельфа Берингова моря развиты сублиторальные биоценозы и группировки с преобладанием *Macoma calcarea*. В зависимости от комплекса организмов, добавочных к этой основной форме, выделяют в мягких илистых осадках шельфа (Анадырский залив и восточный шельф Берингова моря) три группировки: *Macoma calcarea—Ophiura sarsi —Golpingia margaritaceum*, *M. calcarea—Ophiura sarsi—Maldane sarsi—Nucula tenuis* и *Yoldia thraciaformis—Ctenodiscus crispatus* (по Филатовой и Нейман, 1963).

Для шельфовых слабодиатомовых осадков Берингова моря типичен комплекс флоры водорослей, в которой насчитывается 31 вид (Жузе, 1962). Среди неритических диатомей доминируют виды: *Thalassiosira gravida*, *Th. nordenskiöldii*, *Th. hyalina*, *Porosira glacialis*, *Bacterosira fragilis*, *Chaetoceros furcellatus*, *Ch. subsecundus*, *Fragilaria oceanica*, *Biddulphia aurita*.

Неритическая флора диатомовых здесь аркто-бореальная, холодноводная. Кроме диатомовых, в осадках встречается также небольшое количество панцирей кремневых жгутиковых *Distephanus speculum*.

Таблица 11

Характеристика слабодиатомовых и терригенных алевритовых осадков шельфа Берингова моря

Гранулометрический и химический состав; % Размер частиц, *мм*	Алевриты крупные						Мелкоалевритовые илы					
	Анадырский залив			Восточное мелководье, шельф			Анадырский залив			Восточное мелководье, шельф		
	количество образцов	пределы значений	среднее	количество образцов	пределы значений	среднее	количество образцов	пределы значений	среднее	количество образцов	пределы значений	среднее
>1	7	0,2—30,6	5,72	10	0,23—28,1	3,26	—	—	—	—	—	—
1—0,5	7	0,11—4,8	1,46	10	0,1—1,1	0,56	6	сл.—3,5	0,58	5	сл.—1,6	0,3
0,5—0,25	7	0,30—5,36	1,90	10	0,4—5,75	2,75	6	сл.—4,9	0,86	5	сл.—2,4	0,6
0,25—0,1	23	0,1—43,62	12,04	49	0,6—42,5	11,23	8	0,2—21,6	7,85	19	0,2—22,3	5,21
0,1—0,05	23	22,85—73,1	50,5	49	11,55—88,77	31,41	8	1,7—23,7	13,04	19	8,7—39,07	22,04
0,05—0,01	23	2,66—33,2	15,19	49	0,55—36,25	16,15	8	14,9—48,8	32,04	19	26,4—50,58	37,42
<0,01	23	8,81—41,3	19,69	49	1,78—59,99	19,39	8	23,8—81,2	41,66	19	14,65—48,16	35,07
Md	22	0,03—0,15	0,07	42	0,02—0,13	0,07	6	0,003—0,034	0,02	14	0,012—0,042	0,026
So	22	1,0—6,2	2,17	42	1,12—18,7	2,47	6	1,35—4,1	2,95	14	1,95—4,9	2,92
$SiO_{2аморф}$	19	1,20—8,51	4,75	31	0,7—11,60	5,61	2	6,46—10,1	8,28	9	5,11—13,78	8,87
$CaCO_3$	12	0,5—4,3	1,13	13	0,25—1,05	0,75	2	0,79—0,84	0,82	3	0,23—0,70	0,53
$C_{орг}$	12	0,33—1,34	0,96	21	0,27—1,38	0,69	2	1,49—1,82	1,65	5	0,65—1,63	1,19
Fe	17	2,14—3,93	2,71	28	2,11—3,44	2,73	2	2,82—3,90	3,36	9	3,07—5,02	3,61
Mn	16	0,02—0,05	0,04	25	0,02—0,05	0,35	1	0,03	0,03	9	0,03—0,09	0,04
P	16	0,05—0,1	0,06	19	0,05—0,12	0,076	1	0,1	0,1	7	0,07—0,15	0,1

Мелкие пески шельфовых областей Берингова моря лишь слегка обогащены кремнистым материалом. Содержание $SiO_{2аморф}$ в мелких песках Анадырского залива 1,1—7,5% при среднем содержании в 12 пробах 2,79%. Средние величины для других шельфов Берингова моря — от 1,5 до 3% $SiO_{2аморф}$. В крупных алевритах Анадырского залива и Восточного шельфа максимальное содержание аморфного кремнезема составляет около 8% при средних величинах 4—5% (табл. 11).

Только с мелкоалевритовых илов начинаются слабодиатомовые осадки, максимальное содержание $SiO_{2аморф}$ на восточном шельфе оказалось равным 13,8%, а в Анадырском заливе — 10,1%. Средние же значения для этих осадков шельфа равны 8—9%. Наиболее обогащены кремнеземом самые тонкие разности мелкоалевритовых илов, находящиеся на границе с алевритово-глинистыми илами шельфа (табл. 12).

Таблица 12

Характеристика слабодиатомовых и терригенных алевритово-пелитовых илов шельфа Берингова моря

Гранулометрический и химический состав, %	Анадырский залив			Восточное мелководье, шельф		
	количество образцов	пределы значений	среднее	количество образцов	пределы значений	среднее
Размер частиц, *мм*						
>0,1	3	6,2—44,0	19,76	17	сл.—2,1	0,79
0,1—0,05	3	8,2—11,3	9,93	17	1,3—24,8	12,08
0,05—0,01	3	20,0—28,8	25,7	17	20,6—41,83	31,87
<0,01	3	35,3—51,3	44,46	17	44,0—67,4	55,28
0,01—0,005	3	9,6—29,92	18,0	5	21,15—31,82	27,23
0,005—0,001	3	9,08—24,7	15,46	5	5,63—11,25	8,66
<0,001	3	3,1—17,8	11,0	5	11,51—20,51	16,67
Md	3	0,009—0,07	0,03	5	0,006—0,01	0,009
So	3	2,4—4,8	3,66	5	2,6—3,02	2,8
SiO_2	1	7,0	7,0	10	7,57—17,0	12,4
$CaCO_3$	1	2,72	2,72	3	0,59—1,04	0,79
$C_{орг}$	1	2,34	2,34	4	1,41—2,0	1,64
Fe	1	2,47	2,47	8	2,9—3,93	3,34
Mn	1	0,02	0,02	8	0,02—0,04	0,03
P	1	0,07	0,07	7	0,07—0,16	0,1

В алевритово-глинистых илах восточного мелководья содержится в среднем из 10 проб 12,4% SiO_2, что позволяет отнести их к слабодиатомовым шельфовым осадкам. Максимальное содержание кремнезема здесь 17%.

В заливах и фиордах на шельфе местами могут развиваться очень тонкие пелитовые илы с содержанием аморфного кремнезема до 25—30%, а местами даже и выше. В фиордах накопление слабодиатомовых и диатомовых мелководных (неритических) пелитовых илов часто идет в условиях сероводородного заражения. Протяженность кремниевых тел, образовавшихся в условиях застойных вод, бывает небольшой — несколько десятков километров, но мощность может быть значительной — в фиордах западного побережья Берингова моря местами больше 3 *м*.

В Охотском море список видов наиболее обычных диатомовых водорослей сходен с беринговоморским, однако доминируют в нем другие виды. Среди неритических диатомей в Охотском море особое значение имеют (по Жузе, 1962): *Porosira glacialis*, *Thalassiosira gravida*, *Th. hyalina*, *Th.*

nordenskiöldii, *Bacterosira fragilis*, *Chaetoceros furcellatus*, *Ch. subsecundus*, *Biddulphia aurita*, *Thalassionema nitzschioides*, *Fragilaria oceanica*.

Мы уже указывали, что в Охотском море максимальная концентрация аморфного кремнезема в осадках шельфа намного выше, чем в Беринговом. Вместе с тем, здесь оказывается обогащенным кремнеземом и более широкий гранулометрический спектр донных осадков — от песков до пелитовых илов. Значительная часть крупноалевритовых осадков охотоморского шельфа относится к слабодиатомовым, а мелкоалевритовые илы практически все являются слабокремнистыми. Спикулы губок в шельфовых осадках Охотского моря встречаются редко.

Наиболее обогащены аморфным кремнеземом алевритово-пелитовые и пелитовые илы: содержание SiO_2 в них превышает 30%.

Так же как и в Беринговом море, количество панцирей диатомовых в осадках шельфа Охотского моря тесно связано с гранулометрическим составом донных отложений: чем тоньше осадки, тем больше в них диатомового материала.

Для шельфовых осадков Японского моря характерен неритический комплекс диатомовых водорослей с преобладанием *Porosira glacialis*, *Thalassiosira gravida* (споры), *Th. nordenskiöldii*, *Actinoptychus undulatus*, *Chaetoceros affins* (споры), *Ch. subsecundus* (споры), *Thalassionema nitzschioides* (Беляева, 1961).

б. Слабодиатомовые, диатомовые и сильнодиатомовые осадки с комплексом флоры океанского типа

В Охотском, Беринговом и Японском морях наряду с описанным выше комплексом планктонных диатомовых водорослей неритического типа широко развит также и океанический комплекс. Он сменяет неритический в сторону открытых частей морей через довольно широкую зону смешения, которая приходится на материковый склон и периферические части морских котловин.

В северной части Тихого океана, также близ берегов, в планктоне развит неритический комплекс, но он не дает кремнистых осадков на узких океанских шельфах.

Отложения котловин дальневосточных морей и Тихого океана отличаются друг от друга по комплексам руководящих диатомовых.

В донных осадках Берингова моря преобладают океанические диатомовые следующих видов (всего 24 вида): *Thalassiosira excentrica*, *Coscinodiscus curvatulus*, *C. marginatus*, *C. oculus-iridis*, *Asteromphalus robustus*, *Rhizosolenia hebetata*, *Thalassiothrix longissima*, *Denticula seminae* (Жузе, 1962). Особенно массовым и грубоокремненным видом для осадков северного пояса Тихого океана является *C. marginatus*.

Слабодиатомовые и диатомовые илы широко распространены в Алеутской и Командорской котловинах Берингова моря. Содержание панцирей диатомей достигает здесь 50—100 млн. *экз/г* осадка, т. е. всего в 4—6 раз меньше, чем в осадках южного пояса.

В связи со значительным содержанием в этих осадках панцирей крупных диатомовых океанского комплекса (алевритовая фракция) сортировка алевритово-пелитовых и пелитовых илов котловин слабая, в них сравнительно много органического вещества и очень мало $CaCO_3$. Во влажном виде слабодиатомовые и диатомовые осадки котловин Берингова моря обычно мягкие, расплывающиеся в верхнем слое. При значительном содержании диатомовых они приобретают волокнистую «творожистую» текстуру. По цвету выделяются две разновидности этих осадков: светло-коричневые и шоколадные окисленные илы и светлые зеленовато-серые восстановленные. В окисленных илах обычно происходит обогащение верхнего слоя марганцем в процессе его диагенетического перераспределения в верхней толще осадков. В результате этого часть диатомовых и слабодиа-

томовых илов Берингова моря является одновременно и слабомарганцовистыми.

Для кремнистых осадков южных частей котловин Берингова моря характерно заметное обогащение их пирокластическим материалом: содержание тяжелых минералов здесь очень высокое, широко распространено вулканическое стекло. Возникают местами осадки, сходные с диатомово-пирокластическими отложениями южного пояса осадконакопления. Так же как и в южном поясе, здесь не отмечается каких-либо изменений в количестве и видовом составе или сохранности диатомовых в связи с присутствием пирокластики (Лисицын, 1965).

Данные о гранулометрическом и вещественном составе терригенных, слободиатомовых и диатомовых илов котловин Берингова моря сведены в табл. 13, 14.

Таблица 13

Характеристика слабодиатомовых и диатомовых алевритово-пелитовых илов котловин Берингова моря

Гранулометрический состав	Алеутская котловина			Командорская котловина		
	количество образцов	пределы значений	среднее	количество образцов	пределы значений	среднее
Размер частиц, *мм*						
>0,1	10	сл.—5,6	1,52	14	0,5—4,4	1,52
0,1—0,05	10	0,7—11,2	5,94	14	1,6—18,4	7,68
0,05—0,01	10	25,0—36,6	36,6	14	16,9—37,3	29,0
<0,01	10	55,6—66,8	61,44	14	49,0—68,6	61,78
0,01—0,005	6	24,36—28,84	27,05	3	24,97—29,03	26,67
0,005—0,001	6	5,10—9,48	8,16	3	6,97—10,74	8,87
<0,001	6	21,48—31,63	24,75	3	23,17—23,86	23,4
Md	5	0,006—0,009	0,008	4	0,007—0,009	0,0075
So	5	2,3—4,8	3,69	4	3,07—3,8	3,46
Химический состав, %						
$SiO_{2аморф}$	3	21,83—33,35	28,11	4	11,55—23,31	19,96
$CaCO_3$	3	0,23—0,29	0,35	7	0,18—4,55	15,27
$C_{орг}$	4	0,47—1,12	0,83	5	1,16—1,99	1,54
Fe	4	2,57—3,5	2,89	3	3,22—3,68	3,38
Mn	4	0,03—0,45	0,015	3	0,04—0,06	0,04
P	3	0,03—0,05	0,04	3	0,03—0,05	0,04

На дне Алеутской и Командорской котловин Берингова моря в диатомовых и слабодиатомовых илах наиболее характерными и крупными группами бентических организмов являются глубоководные «стеклянные» губки *Triaxonida* и *Tetraxonida*, а также морские перья и актинии, моллюски, иглокожие и погонофоры.

Для Командорской котловины наиболее типичен биоценоз *Spongia — Phascolion lutense — Eremicaster — Pogonophora* с очень небольшими биомассами, равными в среднем 4 *г/м*², а в краевых частях близ основания материкового склона несколько больше — до 15—30 *г/м*².

Как указывают З. А. Филатова и А. А. Нейман (1963), в Алеутской котловине, в области развития диатомовых илов, широко распространены глубоководные губки и погонофоры, входящие в биоценоз *Polabrachia annulata — Heptabrachia gracilis — Eremicaster — Spongia* с очень малыми биомассами (около 3—6 *г/м*²).

В Охотском море в океаническом комплексе диатомей господствуют: *Thalassiosira excentrica*, *Coscinodiscus curvatulus*, *C. marginatus*, *C. oculus-*

Таблица 14

Характеристика терригенных, слабодиатомовых и диатомовых пелитовых илов котловин Берингова моря

Гранулометрический состав	Алеутская котловина			Командорская котловина		
	количество образцов	пределы значений	среднее	количество образцов	пределы значений	среднее
Размер частиц, *мм*						
>0,1	28	сл.—1,24	0,5	18	сл.—3,7	10,69
0,1—0,05	28	0,3—4,08	1,5	18	0,4—8,1	3,19
0,05—0,01	28	7,69—28,6	18,62	18	9,8—32,2	19,23
<0,01	28	70,0—91,54	79,39	18	58,1—89,5	76,36
0,01—0,005	5	32,81—56,94	40,13	3	29,94—37,48	33,97
0,005—0,001	5	9,67—15,78	11,76	3	8,62—18,06	13,12
<0,001	5	12,99—34,98	27,40	3	2,57—32,88	28,65
Md	4	0,005—0,007	0,007	3	0,06—0,06	0,06
So	4	1,4—4,8	4,1	3	3,0—3,9	2,7
Химический состав, %						
SiO_2	19	2,15—37,1	27,29	6	21,24—28,57	23,6
$CaCO_3$	17	0,23—1,34	0,53	5	0,25—0,77	0,51
$C_{орг}$	14	0,3—1,95	1,1	5	1,03—1,8	1,32
Fe	17	2,18—4,1	2,98	6	2,73—3,72	3,3
Mn	16	0,03—2,02	0,49	6	0,03—1,18	0,23
P	6	0,05—0,08	0,06	4	0,02—0,06	0,4

iridis, *Rhizosolenia hebetata f. hiemalis*, *Thalassiothrix longissima*, *Denticula seminae* (Жузе, 1962). Этот комплекс встречается в слабокремнистых и кремнистых мелкоалевритовых, алеврито-пелитовых и пелитовых илах. Так же как и в Беринговом море, окисленная фация кремнистых осадков является здесь слабомарганцовистой (Безруков, 1960).

По внешнему виду алевритово-пелитовые и пелитовые илы глубоководной части Охотского моря близки между собой. При повышенном содержании аморфного кремнезема во влажном состоянии это мягкие, в верхнем слое расплывающиеся осадки, обладающие характерной «творожистой» текстурой, пористые, серо-зеленого цвета в восстановительных условиях и буровато-коричневые или коричневые в окислительных. Густота окраски возрастает с ростом мощности окисленного слоя. В сухом состоянии осадки очень легкие, хрупкие, пачкающие, почти белые или слегка сероватые, а в окисленной фации коричневатые.

В глубоководных частях Охотского моря биомасса бентических организмов невелика — она колеблется от 30 до 1 *г/м*², а в ряде мест и меньше 1 *г/м*².

Среди бентоса наиболее распространены экологические группировки неподвижных сестонофагов рыхлого субстрата (*Pavonaria*, *Umbellula*, *Radicipes*, *Crinoidea*, *Patemylla*, *Subellidae*, *Culeolus*, *Lamellisabella*); группировки преобладающего развития форм, заглатывающих грунт (*Maldanidae*, *Capitellidae*, *Brisaster*, *Ctenodiscus*, *Molpadiidae*), и — ближе к периферическим частям котловин — развития собирающих детрит форм (*Tellinidae*, *Nuculidae*, *Ledidae*, *Terebellidae*, *Ampharetidae*, *Ophiura*) (Савилов, 1961).

В Японском море океанические диатомовые представлены 27 видами, из которых доминирующими в донных осадках являются (по Жузе, 1962):

Thalassiosira excentrica, *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. curvatulus*, *C. lineatus*, *C. marginatus*, *C. perforatus*, *C. radiatus*, *C. oculus-iridis*, *Rhizosolenia styliformis*.

Комплекс океанских диатомовых Японского моря очень резко отличается от комплексов Берингова и Охотского морей присутствием большого количества тепловодных и тропических видов. Это наиболее тепловодный из комплексов кремнистых осадков дальневосточных морей и северной части Тихого океана.

Как и в Беринговом море, песчаные и крупноалевритовые осадки Японского моря содержат очень мало кремнезема. Только с мелких алевритов появляются слабодиатомовые осадки с содержанием аморфного кремнезема 10—20%. В еще более тонких алевритово-пелитовых и пелитовых илах содержание кремнезема достигает 23%.

В распределении кремнистых отложений в Японском море имеется весьма важная деталь: они встречаются только в северной части моря, приблизительно до 42° с. ш., причем слабокремнистые осадки распространены преимущественно до 44° с. ш. и только близ берегов Приморья они протягиваются на юг узкой зоной, соответствующей холодному течению. В центральной и южной частях моря распространены бескремнистые терригенные осадки, слегка обогащенные марганцем (окисленная фация) и потому относящиеся к слабомарганцовистым.

Сопоставляя осадки Берингова, Охотского и Японского морей, мы можем проследить распространение и состав диатомовых осадков как неритического, так и океанического комплексов от крайней северной границы диатомового пояса северного полушария в Беринговом море (Анадырский залив) до крайней южной — в Японском.

С севера на юг закономерно сменяются комплексы диатомовых от холодноводных до тепловодных и тропических, меняется также и обогащение ими осадков. На периферии — север и юг зоны — обычны слабокремнистые осадки, а в ее осевой части — в Охотском море и в южной части Берингова моря — также и кремнистые. Полюс кремненакопления для северного пояса находится в Охотском море (56% аморфного кремнезема).

Наряду с этим в наиболее насыщенной кремнеземом осевой части зоны расширяется также и гранулометрический диапазон слабокремнистых и кремнистых осадков — от алевритово-пелитовых и пелитовых в краевых частях пояса до крупноалевритовых и даже в отдельных случаях мелкопесчаных в его центральной части.

Слабодиатомовые осадки северной части Тихого океана целиком располагаются в бореальной области. По определениям Т. В. Беляевой (1963), комплекс океанских диатомовых в осадках здесь представлен 12 видами, из которых наибольшее значение имеют: *Rhizosolenia hebetata f. hiemalis*, *Thalassiothrix longissima*, *Coscinodiscus marginatus*[1], *Actinocyclus curvatulus*, *Denticula seminae*, *Asteromphalus robustus*. Их содержание в 1 *г* сухого осадка не превышает 50 млн. экземпляров (частота встречаемости от 70 до 95%). В северной зоне кремненакопления этого района биомассы бентических организмов очень малы. По данным Г. М. Беляева (1962), они колеблются здесь в пределах 0,1—1 *г/м*². В экваториальной зоне средние значения биомассы ниже 0,1 *г/м*², а в аридных зонах северного и южного полушарий — даже ниже 0,05 *г/м*².

Южной границей ареала диатомовых в северной части Тихого океана является линия, проведенная от 40° с. ш. у берегов Японии до 48—50° с. ш. у берегов Северной Америки. Таким образом, ареал полностью охватывает область распространения слабодиатомовых илов в этом районе. Далее к югу диатомовые почти постоянно встречаются в донных отложениях, но только в виде единичных экземпляров. На ряде же станций

[1] Наиболее массовый вид.

тщательное изучение проб показало полное отсутствие панцирей в осадках. Все эти станции приходятся на тропическую область. Она четко выражена как в комплексе диатомовых, так и в количественном их распределении (менее 1 млн. панцирей в 1 *г* сухого осадка). К югу от 30° с. ш. между 30 и 40° с. ш. в Тихом океане находится зона смешения, где наряду с диатомовыми бореального комплекса встречены также диатомовые тропической природы.

На юг тропическая зона простирается до 40—48° ю. ш. Для нее характерными видами, по определениям Т. В. Беляевой (1963), являются 14 тропических, причем более 80% встречаемости приходится на 3 основных: *Coscinodiscus nodulifer*, *Ethmodiscus rex*, *Hemidiscus cuneiformis*. В пределах этой зоны с очень низкими содержаниями диатомовых в осадках выделяется вдоль экватора узкая экваториальная зона: она протягивается между 10° с. ш. и 10—15° ю. ш. Здесь наряду с *Ethmodiscus rex* найдены также *Asteromphalus imbricatus*, *Rhizosolenia firma*, *Actinocyclus ellipticus*, *A. subtilis*.

Интересно сопоставить количественное распространение панцирей диатомовых водорослей (рис. 19) с количественным распределением $SiO_{2аморф}$ (рис. 1, 13) в донных осадках Тихого океана. Т. В. Беляевой составлена схема количественного распределения панцирей в осадках на основе анализа проб с 425 станций (Беляева, 1963).

Сопоставление показывает, что в целом области обогащения осадков панцирями диатомовых совпадают с областями обогащения их аморфным кремнеземом. И наоборот, аридные зоны северного и южного полушарий с низким количеством диатомовых в осадках являются зонами минимальных содержаний аморфного кремнезема.

При общем совпадении можно, однако, заметить и отличия, иногда довольно существенные. Одна карта не может заменить другую, поскольку прямой связи между количеством диатомовых в донных осадках и содержанием в них кремнезема нет. Причина этого в том, что панцири разных видов диатомовых имеют разные размеры и вес, и от количественной их характеристики к весовому содержанию кремнезема нет прямого перехода, имеется лишь самая общая и изменяющаяся прямая зависимость.

Присутствие в осадках других кремнистых организмов не может сильно исказить сходство между картами. За исключением зоны радиоляриевых осадков, диатомовые повсеместно являются преобладающими организмами с кремневым скелетом.

Главная причина отличий в том, что наряду с целыми панцирями или надежно определимыми их обломками в донных осадках повсеместно присутствует значительное, обычно преобладающее по весу, количество диатомового детрита. Можно без преувеличения сказать, что именно этим детритом, состоящим из частиц меньше 0,01 *мм*, и определяется основное содержание аморфного кремнезема в осадках. Далее это будет показано на конкретном материале.

Интересно отметить также, что экваториальная область, где отмечено обогащение осадков кремнеземом сравнительно с тропической зоной, выделяется и по количественному содержанию панцирей.

Генеральное сходство этих двух схем указывает на то, что в Тихом океане главную роль в образовании современных кремнистых осадков играют диатомовые водоросли. Даже в экваториальной зоне, где большое значение имеют радиолярии, одновременно с их отложением идет накопление и значительного количества диатомовых водорослей.

Это особенно хорошо видно из рассмотрения данных о содержании диатомовых и других кремневых организмов в колонках ст. 3802 (3°17′ ю. ш., 172°52′ з. д., глубина 5329 *м*) и ст. 3797 (2°01′ с. ш., 172°32′ з. д., глубина 5328 *м*).

По данным количественных определений В. В. Мухиной (1963), в первой из колонок в верхнем горизонте разреза (0—2 *см*) количество диатомей

было 7,3 млн., силикофлагеллят — 0,4 млн. и радиолярий — 5,1 млн. клеток на 1 *г* осадка. Во второй колонке для горизонта 2—10 *см* количество диатомей было 9,7 млн., силикофлагеллят — 0,7 млн. и радиолярий — 8,1 млн. клеток на грамм осадка.

Таким образом, в обеих колонках из экваториальной зоны число панцирей диатомей лишь немногим превышало число панцирей радиолярий, однако, если учесть несравненно большие размеры радиолярий по сравнению с диатомовыми, то в весовом выражении именно радиоляриям принадлежит ведущее место в накоплении кремнезема в этой зоне.

В верхнем слое донных осадков отмечены диатомеи, населяющие сейчас воды тропической и экваториальной зоны, причем наиболее характерны *Actynocyclus ellipticus*, *Coscinodiscus africanus*, *C. crenulatus*, *C. nodulifer*, *Hemidiscus cunieformis*, *Nitzschia marina*, *Planktonella sol.*, *Rhizosolenia bergonii* (Мухина, 1963).

Тип II. Радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые осадки

Радиоляриевые осадки распространены в зоне карбонатных илов. Темп поступления карбонатного материала в донные осадки здесь намного выше темпа поступления панцирей радиолярий. В связи с этим радиоляриевые осадки могут встречаться только там, где высокие скорости поступления радиолярий из толщи вод совпадают с малыми скоростями поступления разбавляющего их карбонатного или терригенного материала.

Резкое снижение количества карбонатного материала ниже «критической глубины» (обычно около 4600—4900 *м* и в редких случаях до 5500—6000 *м*) создает условия для «проявления» в донных осадках радиоляриевой составляющей осадочного материала.

Физико-химические условия в водной толще на этих глубинах таковы, что карбонатные раковинки фораминифер почти полностью растворяются, и ниже «критической глубины» в открытой части океана располагаются бескарбонатные глубоководные океанические отложения — красные глубоководные глины или радиоляриевые осадки, а близ материков — также терригенные и терригенно-карбонатные осадки. Таким образом, распространение радиоляриевых осадков находится как под климатическим контролем, определяющим их прижизненное распределение, так и под батиметрическим, который как бы ограждает радиоляриевый материал от разбавления планктонными фораминиферами. Часто в радиоляриевых осадках содержится много и диатомовых (до 30 млн. на 1 *г* сухого осадка в экваториальной зоне). Такие образования мы называем диатомово-радиоляриевыми. Комплексы радиолярий описаны в статьях М. Г. Петрушевской и С. Б. Кругликовой в этом сборнике.

При изучении взвеси и планктона было установлено, что максимальное количество радиолярий встречается в водах экваториальной зоны (от 10—15° с. ш. до 10—15° ю. ш.). В аридном поясе северного и южного полушарий радиолярий крайне мало как во взвеси, так и в донных осадках. В умеренной и холодной частях гумидной зоны количество их во взвеси и донных отложениях несколько возрастает, а в ледовой зоне снова падает, но радиолярии и здесь не исчезают полностью. В ледовых зонах встречаются радиолярии, приспособившиеся к существованию при отрицательных температурах, под плавучими льдами.

Для радиоляриевых илов экваториальной зоны типично большое количество раздробленных панцирей — их в 2—3 раза больше, чем целых. В холодном поясе резко преобладают целые панцири. Таким образом, не только общее количество панцирей и видовой состав, но и сохранность их

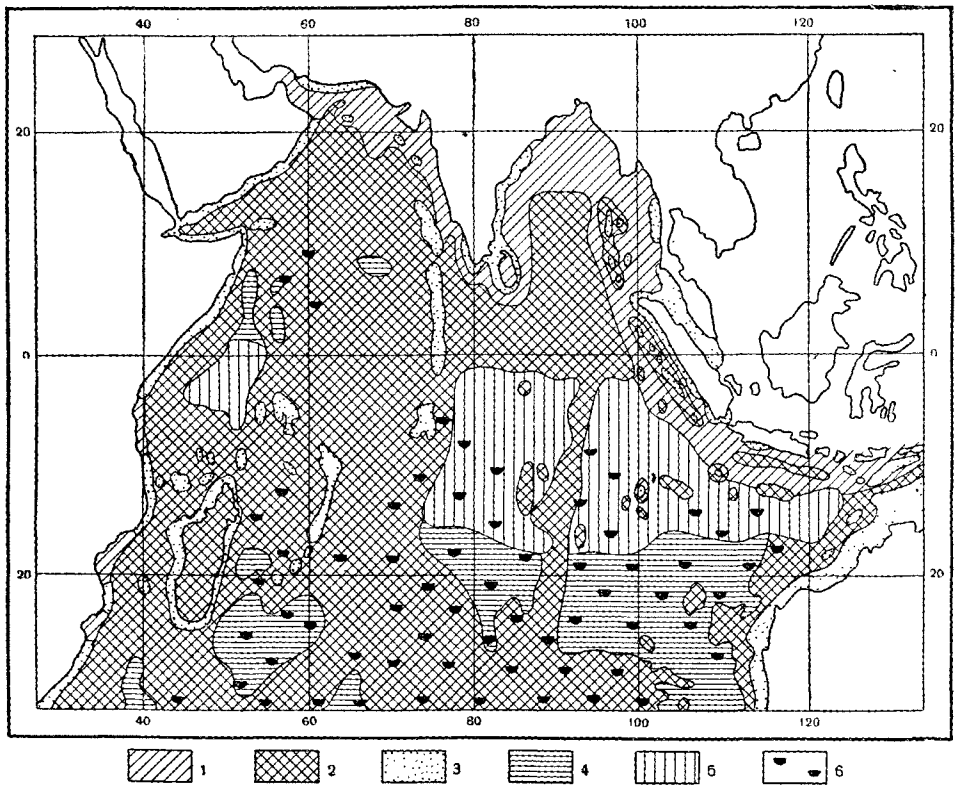


Рис. 20. Распределение радиоляриевых осадков в Индийском океане (Безруков, 1964)

1 — терригенные осадки; *2* — фораминиферовые осадки; *3* — коралловые и ракушечные осадки; *4* — красные глубоководные глины; *5* — радиоляриевые илы (более 5% аморфного кремнезема); *6* — железо-марганцевые конкреции

в осадках могут дать указание на принадлежность радиолярий к тем или иным климатическим зонам.

В области распространения радиоляриевых илов идет отложение диатомового материала с преобладанием видов *Coscinodiscus nodulifer*[1], *Hemidiscus cunieformis*, *Coscinodiscus africanus*, *Asteromphalus imbricatus*. Максимум их встречаемости приходится на экваториальную зону; наблюдаются и тропические виды (*Coscinodiscus nodulifer*, *C. crenulatus*, *Planutonella sol*, *Nitzschia marina*).

Распространение радиоляриевых илов в Индийском океане было изучено по сборам экспедиций на д/э «Обь» и э/с «Витязь» (Лисицын, 1961; Безруков, 1964), а также нескольких экспедиций более раннего времени.

Эти илы покрывают на больших площадях дно Центральной, Кокосовой и Западно-Австралийской котловин, причем встречаются они только на глубинах более 4700 *м*. Пояс их протягивается в Индийском океане в области Экваториального противотечения и Южного пассатного течения от экватора до 15—16° ю. ш. В соответствии с рельефом дна в пределах этой полосы образуются два раздельных пятна. Из них восточное, наиболее обширное, протягивается от 75 до 120° в. д. и разделено на две части узким Восточно-Индийским хребтом. Небольшое пятно в Сомалийской котловине изучено недостаточно (рис. 20).

---

[1] Наиболее массовый вид.

Таким образом, радиоляриевые илы Индийского и Тихого океанов приурочены к определенной приэкваториальной зоне, где они обнаружены только на глубинах больше критической. К северу и к югу от радиоляриевой зоны осадки на сверхкритических глубинах почти не содержат радиолярий — это типичные красные глубоководные глины. И в пределах радиоляриевой зоны радиоляриевые илы местами чередуются с красными глубоководными глинами.

Радиоляриевые илы Индийского океана, пожалуй, наиболее типичны и показательны. Это обычно коричневые легкие пористые бескарбонатные осадки. В сухом виде их объемный вес колеблется от 0,4 до 0,8 *г/см*^{3}. Наряду с радиоляриями они обычно содержат и панцири диатомовых водорослей экваториального комплекса. По гранулометрическому составу в зависимости от соотношения целых панцирей и их обломков в осадке это алевритово-пелитовые или пелитовые илы (содержание фракции меньше 0,01 *мм* соответственно 50—70% и более) (Безруков, 1964).

Гораздо реже встречается разность радиоляриевых илов, образовавшихся в восстановительной среде. Во влажном состоянии это черные, темно-серые или зеленовато-серые осадки с таким же малым объемным весом и тем же гранулометрическим составом, что и окисленная разновидность илов. Восстановленные радиоляриевые илы чаще всего встречаются в колонках донных осадков.

Содержание аморфного кремнезема в радиоляриевых илах не столь значительно, как в диатомовых. Анализы проб из Индийского океана дали содержание от 5 до 15%. Частично это обусловлено, вероятно, тем, что панцири радиолярий более стойки по отношению к содовой вытяжке, чем диатомовые водоросли. Содержание $C_{орг}$ в радиоляриевых илах составляет 0,20—0,59%, а $CaCO_3$ — от 0,1 до 10%. Характеристика радиоляриевых илов Индийского океана по материалам Антарктической экспедиции (Лисицын, 1961) приведена в табл. 15.

Биомасса бентоса в области распространения радиоляриевых илов столь же незначительна, как и в области красных глубоководных глин. Например, в радиоляриевых илах Индийского океана она колеблется от 0,1—0,5 до 0,05 *г/м*^{2} в областях, наиболее удаленных от суши. В этих осадках преобладает трофическая группировка отсортировывающих детритоедов (Соколова и Пастернак, 1964). Главное значение здесь имеют полихеты отрядов *Tanaidacea* и *Terebellamorpha*, а ближе к материковому склону — также *Bivalvia*.

В Тихом океане закономерности распределения радиоляриевых илов те же, что и в Индийском: они приурочены к экваториальной зоне высоких биомасс фито- и зоопланктона, т. е. к зоне экваториальной дивергенции. Встречаются диатомово-радиоляриевые и радиоляриевые осадки в пределах этой полосы только на дне котловин на глубинах больше критических. В связи с последним обстоятельством очертания пятен радиоляриевых осадков на картах довольно прихотливы. В западной части океана в составе радиоляриевых илов появляется все больше экваториальных диатомовых и они сменяются диатомово-радиоляриевыми, а затем и диатомовыми илами экваториального типа. Таким образом, наибольшего развития радиоляриевые илы достигают в восточной части экваториальной зоны Тихого океана. Экваториальная зона высокой продуктивности планктона и повышенного содержания кремнезема, а также панцирей диатомовых отмечалась нами при описании распределения кремнезема во взвеси, она совпадает с зоной экваториальных течений и простирается от 15° с. ш. до 15° ю. ш.

Экспедицией на «Челленджере» (1873—1876) было получено девять проб радиоляриевых илов из экваториальной зоны Тихого океана.

В одной из проб (станция 225, глубина 8203 *м*), взятой севернее Каролинских островов, содержание $CaCO_3$ было ничтожно мало, а остатки

Характеристика радиоляриевых и диатомово-радиоляриевых илов эквато

№ станции	Координаты		Глубина, м	Гранулометрический состав, %					
				фракции, мм					
	широта	долгота		0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	>0,001
308									
Пр. тр. * 6—12	19°08′8	96°58′6	5636	0,41	3,34	2,09	25,26	8,27	60,62
309									
Пр. тр. 6—12	16°48′5	96°54′8	5875	0,39	6,29	4,33	25,74	12,48	50,76
310 дн. ** верх	14°41′2	97°03′8	4761	2,30	9,20	7,53	35,84	12,36	32,76
311 дн. верх	12°49′3	96°58′4	4607	12,54	8,96	17,61	21,82	16,51	22,56
Гр-74									
Пр. тр. 6—12			4750	3,82	8,08	2,12	29,58	18,60	37,79
316 дн. верх	04°50′6	88°15′9	4853	0,76	2,28	32,70	16,63	9,06	38,57

* Проба получена прямоточной трубкой, указан горизонт отбора (в см).
** Проба получена дночерпателем.

кремнистых организмов, главным образом радиолярий, спикул губок и диатомовых водорослей, составляли около 80% осадка (определения под микроскопом). Другие восемь проб были получены на разрезе от Гавайских островов на Таити по 150—152° з. д. на глубинах от 4308 до 5316 м. В большинстве из них $CaCO_3$ содержался в виде следов, но в отдельных пробах его содержание возрастало до 20% за счет фораминифер, а на долю остатков радиолярий, диатомовых и спикул губок, при подсчете под

Характеристика радиоляриево-диатомовых

№ станции	Координаты		Глубина, м	Гранулометрический состав, %					
				фракции, мм					
	широта	долгота западная		>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
3791	11°02′6 с.	173°58′,2	5356	0,42	0,84	12,91	85,83 *	—	—
3795	5°43′9 с.	173°35′,8	5842	2,17	0,87	9,56	87,39 *	—	—
3797	2°01′5 с.	172°32′,5	5328	2,16	1,62	13,51	82,70*	—	—
3802	3°17′0 ю.	172°52′,4	5329	1,60	9,20	22,60	3,60	26,80	36,20
5071	12°10′3 с.	140°37′,1	4910	0,16	0,79	7,46	6,19	35,72	49,68
5078	9°03′1 с.	139°45′,3	5064	0,22	1,30	8,48	19,78	20,22	50,00
5080	8°06′5 с.	139°52′,8	5104	0,23	1,59	13,41	10,00	30,23	44,54
5124	7°55′3 с.	153°41′,5	5571	0,62	5,94	14,22	3,91	36,56	38,75
5133	5°58′5 с.	176°04′,4	5416	9,69	8,47	9,80	4,08	31,63	36,33
5136	2°59′7 с.	176°32′,9	5324	—	—	—	—	—	—
5139	0°03′2 с.	176°07′,3	5530	—	—	—	—	—	—
5143	3°58′5 ю.	176°04′,2	5736	1,09	5,87	19,57	24,35	30,43	18,69

* Фракция <0,01 мм суммарно.

Таблица 15

риальной части Индийского океана (по данным Антарктической экспедиции)

Химический состав, % от сухого осадка					Тип осадка
SiO_2аморф.	$CaCO_3$	Fe	Mn	TiO_2	
6,40	0,50; 0,95	3,71; 3,61	0,45	0,46; 0,47	Красная глина
6,55	0,57; 0,91	3,12	0,61	0,35	То же
6,34	51,35	1,87	0,22	0,21	Ил фораминиферовый алевритово-пелитовый
9,49	49,9	1,94	0,21	0,16	То же
9,96	58,65	1,54	0,17	0,14	Ил фораминиферовый пелитовый
8,40	17,10	2,96	0,24	0,32	Ил алевритово-пелитовый слабокарбонатный

микроскопом (Murray and Renard, 1891), приходилось от 50 до 65% осадка, что очень много.

В 1961 г. в том же районе Тихого океана проходил 34-й рейс «Витязя», во время которого было взято большое количество проб донных осадков, в том числе на разрезе от Гавайских островов на Таити, т. е. в тех же районах, откуда были получены пробы радиоляриевых илов экспедицией на «Челленджере». Оказалось, что высокое содержание кремнистых остатков в пробах очень обманчиво, оно не соответствует их весовым содержаниям: максимальное содержание кремнезема в этих пробах было равным 10—15%, а для большинства проб 5—10%. Содержание радиолярий здесь

Таблица 16

илов экваториальной зоны Тихого океана

Md, мм	Химический состав, % от сухого осадка						Тип осадка
	SiO_2аморф.	$CaCO_3$	$C_{орг}$	Fe	Mn	TiO_2	
—	5,35	0,27	0,36	5,16	0,56		Красная глина с конкрециями
—	7,07	0,36	0,17	0,63	0,63		То же
—	5,83	23,58	0,38	3,06	0,43		Красная глина
0,0023	10,03	0,46	0,21	4,67	0,71; 0,69		Ил алевритово-пелитовый
—	5,38	0,29	0,30	4,02; 4,00	0,23; 0,22		Ил пелитовый
—	7,01	0,25	0,13	3,85; 3,79	0,11; 0,11		То же
—	5,75	0,18	0,30; 0,32	3,98; 4,02	0,30; 0,30		»
—	6,39	0,27	0,30; 0,29	3,26	0,37		»
—	6,45	0,38; 0,36	0,33; 0,34	4,20	0,52		»
—	7,69	27,13	0,24	3,13	0,37		»
—	10,81	0,40; 0,38	0,38; 0,38	4,02	0,52		»
—	5,13	0,27	0,22	5,53	0,67		Красная глина

100—500 тыс. экз. на 1 *г* сухого осадка против 1—10 тыс. в осадках северной части Тихого океана. Таким образом, по содержанию аморфного кремнезема, определенного аналитически, радиоляриевые илы Тихого океана относятся к слабокремнистым осадкам (10—30% $SiO_{2аморф}$), а частью представляют собой по сути дела уже красные глины, обогащенные панцирями радиолярий при содержании аморфного кремнезема от 5 до 10% (рис. 21, табл. 16). На юг и на север от экваториальной зоны радиоляриевые и радиоляриево-диатомовые илы Тихого океана ниже критической глубины постепенно переходят в красные глубоководные глины, содержащие кремнезема меньше 5%.

Для крайней восточной части экваториальной зоны Тихого океана, где радиоляриевые илы выражены по ряду описаний особенно четко, аналитических определений, к сожалению, очень мало. В этом районе У. Ридел (Riedel, 1959) исследовал пробы, полученные Американскими экспедициями «Каприкорн» (Скриппсовский институт океанографии, 1952—1953), «Чинук» (Скриппсовский институт океанографии, 1956), «Мидпак» (Скриппсовский институт океанографии и Электронная лаборатория США, 1950), а также шведской кругосветной экспедицией 1947—1948 гг. на «Альбатросе».

Всего из этой зоны получено 11 проб радиоляриевых осадков, причем 4 из них представляют собой радиоляриевые илы, содержащие от 10 до 30% остатков кремнистых организмов, остальные по существу представляют собой радиоляриевые глины — осадки, содержащие 5—10% остатков радиолярий. Максимальное содержание радиолярий здесь 0,54 млн. на 1 *г* сухого осадка (Riedel, 1959). Пробы радиоляриевых осадков получены в интервале глубин от 4480 до 5590 *м*.

Мы уже отмечали, что методика микроскопических подсчетов, примененная Риделом, оказалась очень удачной. Полученные цифры для диатомовых осадков близки к нашим аналитическим определениям в тех местах, где пробы Ридела были взяты поблизости от наших проб. Таким образом, есть основания считать, что в восточной части экваториальной зоны Тихого океана сравнительно небольшую площадь занимают радиоляриевые и радиоляриево-диатомовые илы, близкие по своим свойствам к типичным радиоляриевым илам Индийского океана: аморфного кремнезема в них содержится от 5 до 30%.

Тип III. Кремневогубковые осадки

В отложениях геологического прошлого кремневогубковые осадки, или спонголиты, распространены широко. Что касается современных осадков, то, как указывают некоторые авторы, кремневогубковые отложения встречаются среди них крайне редко или почти не встречаются.

Данные, собранные за последние годы, заставляют пересмотреть эту точку зрения, особенно в связи с исследованием донных осадков Антарктики и дальневосточных морей.

Кремневые губки — это единственная группа бентических организмов, которая концентрирует кремнезем для образования крупных игл (или спикул)— макросклер, а также тонких часто очень сложно построенных микросклер.

Кремневые губки принадлежат к так называемым пассивным фильтраторам: они могут обитать только в местах с большим содержанием взвеси. При этом взвесь должна перемещаться движениями воды, и это предопределяет места поселений губок, глубины их распространения.

Чаще всего губки обитают близ бровки шельфа, а также на отдельных поднятиях переуглубленного шельфа Антарктиды, в верхней части материкового склона, на подводных цоколях островов.

В распределении кремневых губок отмечается определенное тяготение к холодным водам: настоящее царство их наблюдается в Антарктике, а также в холодных морях северного полушария — в Охотском, Беринговом, Баренцовом. Опаловые спикулы дают представители трех отрядов губок — *Monactinnelida*, *Tetractinnelida* и *Hexactinnelida* (стеклянные губки). Наибольшее распространение, а следовательно, и значение для образования кремневоспикулевых осадков имеют первые два отряда. Нужно заметить, что Д. Меррей и Р. Ирвин (Murray and Irvine, 1892) указывают несколько находок больших скоплений глубоководных «стеклянных губок».

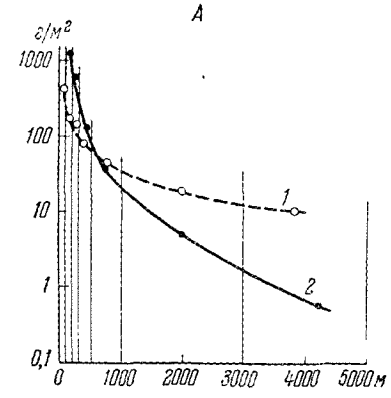
Euplectella из отряда *Hexactinnelida* в тропиках, в частности около Филиппин, но образуется ли при этом типичный спикулевый осадок — неясно. Обогащенные спикулами осадки получены также из района Зеленого Мыса и из Фаррерского канала. Более поздние исследования не подтверждают фактов развития кремневогубковых осадков в аридной и тропической гумидной зонах.

Обычно спикулы губок встречаются в донных осадках в небольшом количестве. Это относится, в частности, к осадкам шельфа и материкового склона Антарктики и в меньшей мере — шельфа и склона Берингова моря.

а. Кремневогубковые осадки южного пояса кремненакопления

В Антарктике массовые скопления кремневых губок встречаются до глубин 500—600 *м*, глубже — до 2000 *м* — их количество резко снижается, а на больших глубинах они совсем редки.

Фауна антарктического шельфа поражает своим обилием и своеобразием (рис. 22). Особенно большой интерес представляет то обстоятельство, что среди бентических организмов господствуют осадкообразующие — в первую очередь, губки, мшанки, моллюски и иглокожие. Именно они составляют 90—95% биомассы на шельфе и в верхней части



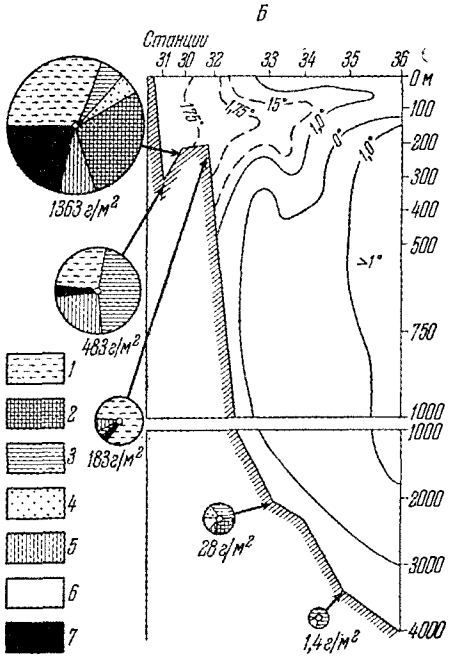


Рис. 22. Изменение биомассы в зависимости от глубины и комплексы бентоса

А — изменения средней биомассы бентоса в зависимости от глубины: *1* — в восточной Антарктике; *2* — в Беринговом море (по Беляеву; 1962); *Б* — распределение биомассы бентоса на разрезе к северо-востоку от берега Сабрина. Масштаб диаграммы бентоса на ст. 33 и 35 увеличен в 25 раз по сравнению с остальными диаграммами (по Ушакову, 1963):

1 — *Spongia*; *2* — *Bryozoa*; *3* — *Vermes*; *4* — *Mollusca*; *5* — *Echinodermata*; *6* — *Crustacea*; *7* — *Varia*

Характеристика терригенных и кремневогубковых

№ станции	Координаты		Глубина, *м*	Гранулометрический состав					
				фракции, *мм*					
	широта южная	долгота восточная		>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
15 дн. низ	64°35′,6	96°51′,7	206	25,24	57,76	9,37	7,53 *	—	—
194 дн. верх	67°09′,7	68°57′,3	154	5,16	40,83	23,35	2,66	4,88	23,52
196 дн. верх	67°22′,3	67°32′,5	130	46,38	27,71	11,30	14,58 *	—	—

* Фракция <0,01 *мм* суммарно.

материкового склона Антарктиды. Исключительным распространением здесь пользуются губки. Еще во время плавания на «Челленджере» в 1872—1876 гг. в траловых пробах из района о. Кергелен (Индийский сектор Антарктики) с глубины 37—275 *м* были получены пробы с большим содержанием спикул (более 50%) и живых губок *Rosella antarctica* (ст. 149 А-К). До 15% губок было в пробе из района о. Херд (Индийский сектор Антарктики).

Во время плаваний советских антарктических экспедиций также были получены многочисленные пробы спикулевых осадков и живых губок. На многих станциях губки составляли от 29 до 89% биомассы, что позволяет считать их доминирующими бентическими организмами шельфа. Представлены они обычно 10—15 видами. Столь обильное распространение губок в Антарктике В. М. Колтун (см. статью в этом сборнике) связывает с наличием подходящего субстрата для их закрепления — большого количества валунно-щебнистого материала, повсеместно рассеянного на шельфе и в верхней части материкового склона.

Основное же значение, по нашему мнению, играет большое количество взвеси и ее хорошая сохранность в антарктической и вообще в холодных зонах. Высокая продуктивность планктона вместе с подвижностью вод обеспечивают поставку неподвижным фильтраторам достаточного количества питательного материала, и губки расселяются именно в тех местах, где, по нашим данным, наблюдается наибольший перенос обогащенной органикой взвеси, где проходят ее пути транзита.

Для поселений губок характерно линейное или пятнистое, островное размещение, они обычно не образуют больших непрерывных ареалов.

В Индийском секторе Антарктики, где шельф в настоящее время наиболее изучен, по данным 1—4 рейсов «Оби», осадки, содержащие очень большое количество спикул (более 50%), встречены в четырех местах.

В море Дейвиса с глубины 206 *м* (станция 15, 64°35′ ю. ш., 96°52′ в. д.) была получена проба мелкого зеленоватого песка, содержащего более 50% спикул кремневых губок. Спикулы здесь обычно встречаются в виде хлопьевидных скоплений, напоминающих стеклянную вату (табл. 17) (рис. 23).

К северу от берега Ларса Кристенсена на глубине 130 и 160 *м* (станция 196, 67°26′ ю. ш., 67°32′ в. д.) получены еще две пробы осадков с большим содержанием спикул. Одна проба (станция 194) состоит из тонкого зеленого ила, переполненного грубыми длинными спикулами и представляющего собой своеобразный «щетинный» осадок, который с трудом разрезается ножом. Грубый детрит кремневых губок составляет более 50% осадка. В тонкой фракции ила преобладает айсберговый материал, а также обломки спикул; диатомовые водоросли и фораминиферы отсутствуют.

Таблица 17

(спикулевых) осадков шельфа Антарктиды

Md, *мм*	So	Химический состав, % от сухого осадка						Тип осадка
		SiO_2	$CaCO_3$	$C_{орг}$	Fe	Mn	TiO_2	
0,09	1,2	2,06	—	—	1,27	0,03	0,30	Алеврит крупный
0,033	6,9	13,76	3,25	0,80	2,63	0,05	0,48	Кремневогубковый осадок
0,095	3,1	10,50	11,53	0,82	2,26	0,046	0,41	» »

На станции 196 на дне было обнаружено огромное количество живых губок. Они достигали в высоту 40—50 *см* при диаметре амфоры до 30 *см*. В осадке с этой станции было много спикул и целых кусков губок — более 50% осадка. Кроме того, в биоценозе бентоса с этой станции присутствовало очень много и известковистых организмов — мшанок, трубок червей, крупных фораминифер, а также остатков морских ежей и брахиопод. На известковую часть приходилось около 30—40% осадка, а на минеральный материал — всего 10—20%. Эти отложения могут быть названы губково-мшанковыми или высокоширотными кремнисто-карбонатными.

На третьей станции с шельфа Индийского океана (Антарктика) была поднята тралом масса живых губок. Осадок на этой станции состоял тоже в основном из спикул губок. Кроме кремневых губок, в пробе было много роговых губок, разнообразных голотурий, небольшое количество ветвистых мшанок, морских лилий.

Северо-западнее берега Ларса Кристенсена с глубины 285 *м* была поднята проба зеленовато-серого алеврита с большим количеством спикул кремневых губок, а также многочисленными агглютинированными фораминиферами, крупными известковистыми фораминиферами, ветвистыми мшанками и брахиоподами. На этой же станции тралом получены живые кремневые губки.

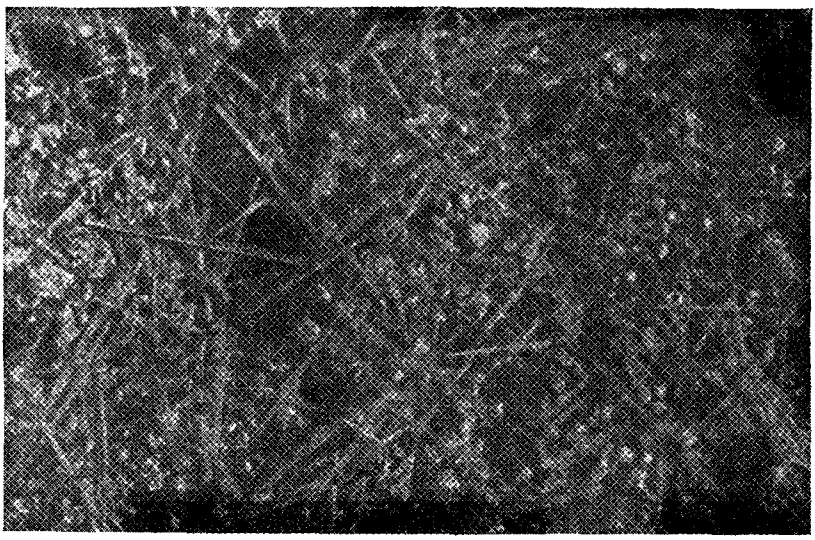


Рис. 23. Спикулы губок из донных осадков Берингова моря

При работах на шельфе в Тихоокеанском и Атлантическом секторах Антарктики экспедициями США (на судне «Элтанин») и Новой Зеландии получено несколько проб спикулевых осадков, близких к только что описанным. Все это показывает, что кремневогубковые осадки на шельфе Антарктиды распространены довольно широко, хотя больших площадей они нигде не покрывают. Судя по тому, что в местах развития кремневогубковых осадков присутствуют и живые кремневые губки, спикулевые отложения являются современными. В большей части случаев кремневогубковые отложения богаче карбонатами (чаще всего обломками мшанок или фораминиферами), чем развитые на шельфе айсберговые осадки, и, таким образом, являются карбонатно-кремнистыми.

Область развития спикулевых осадков совпадает с кремневым поясом южного полушария. Они встречены как на периферии пояса — на шельфе Антарктиды, так и в его осевой части — на подводных цоколях субантарктических островов (Кергелен и др.). Некоторые пробы кремневогубковых осадков, слабокарбонатные, хотя накапливались последние не в теплых водах, как это принято считать, а при отрицательных температурах вод антарктического шельфа.

б. Кремневогубковые осадки северного пояса кремненакопления

Интересный обзор кремневогубковых осадков — современных аналогов спонголитов — сделан для северного полушария В. П. Петелиным (1954). Он показал, что и в северном полушарии, где кремневогубковые осадки развиты несравненно слабее, чем в Антарктике, они все же встречаются довольно часто.

Таким образом, утверждения некоторых геологов о том, что среди современных отложений таких осадков нет, неверно.

Кремневогубковые осадки отмечались в Охотском и Беринговом морях, в Баренцевом море и в некоторых морях Арктики. Таким образом, в северном полушарии географическое распространение их совпадает с поясом кремненакопления, а в Баренцовом море они развиты также и там, где никаких других кремнистых осадков не образуется.

На подводной отмели одного из островов Курильской гряды с глубины 160 *м* была получена проба, состоящая в значительной мере из опаловых спикул губок. Скелетные элементы составляли около 80% осадка (Петелин, 1954), остальная часть состояла из песка с примесью илистого материала, гальки и гравия. Кроме спикул, в этих осадках были, так же как и в Антарктике, довольно многочисленные остатки карбонатных организмов — кораллов, мшанок, брахиопод, фораминифер (рис. 24). Основная часть спикулевого материала была представлена крупными рабдами — *Geodiamulleri* Flem. Среди живых губок В. М. Колтуном были определены *Thenea muricata* Gray, *Craniella* sp. (отр. *Tetractinnelida*), *Mycale* sp., *Iophon* sp., *Geblins* sp. (отр. *Monactinnelida*).

В Беринговом море спикулы губок являются очень широко распространенным компонентом донных осадков шельфа и материкового склона. На ряде станций они составляют до 5—7% осадка. В южной части моря, на подводных цоколях Командорских островов, а также островов Алеутской гряды и подводном хребте Боуэрс обнаружены плотные спикулевые осадки. Значительно реже такие отложения встречаются на бровке материкового склона — шельфа Восточного мелководья. Так же как и в других местах, кремневогубковые осадки Берингова моря и его южной периферии по гранулометрическому составу относятся к пескам. Это не случайно, так как губки поселяются в местах с большой подвижностью вод, несущих взвесь со свежей органикой.

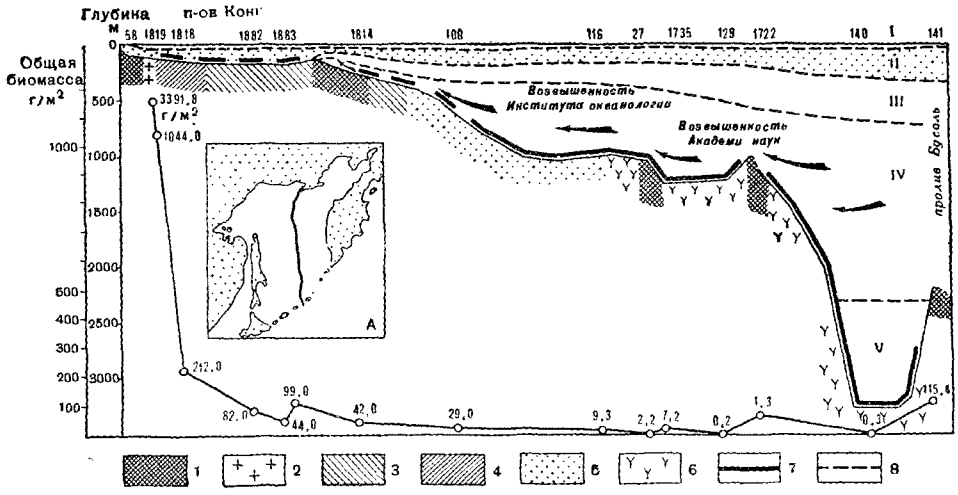


Рис. 24. Биоценозы и биомасса бентоса в Охотском море (Савилов, 1961). Цифры вверху — номера станций на разрезе. Биомасса показана в нижней части рисунка. Положение разреза на врезке *А*

Водные массы: *I* — слой летнего прогрева; *II* — холодный промежуточный слой; *III* — промежуточные воды; *IV* — глубинные тихоокеанские воды; *V* — водные массы южной котловины моря Экологические зоны донной фауны: *1* — преобладающего развития сестонофагов жесткого субстрата; *2* — преобладающего развития подвижных сестонофагов рыхлого субстрата; *3* — преобладающего развития собирающих детрит форм; *4* — преобладающего развития собирающих детрит двустворок; *5* — преобладающего развития заглатывающих грунт форм; *6* — неподвижных сестонофагов рыхлого субстрата.

Основные типы кремнистых осадков: *7* — кремнистые осадки с комплексом диатомовых океанского типа; *8* — то же с комплексом диатомовых неритического типа

На подводном цоколе Командорских островов на ст. 964 с глубины 860 *м* была получена проба мелкого песка с очень значительным содержанием спикул губок, которые образуют скопления, похожие на войлок.

В этих осадках довольно много также известковых фораминифер. Содержание аморфного кремнезема в них от 10 до 30%. Вторая проба из этого же района была получена с глубины 3000 *м*. Она показала, что спикулы здесь в значительной степени были примешаны к осадкам, но уже не являлись осадкообразующими.

Кремневогубковые осадки с неизвестным пока содержанием аморфного кремнезема уже давно обнаружены в юго-западной части Баренцова моря на глубинах от 150 до 400 *м*, они встречаются также и на банках в открытой части моря. Господствуют здесь кремневые губки из отр. *Tetractinnelida*, отдельные особи которых достигают веса 10 *кг*. При отмирании губок спикулы накапливаются в местах их обитания в виде толстого слоя «стеклянной ваты», пропитанной песчанистым и илистым материалом (Филатова, 1945).

Интересно отметить, что, помимо губок, в фаунистическом комплексе всегда широко представлены также мшанки, брахиоподы и двустворчатые моллюски, а следовательно, наряду с кремнистыми здесь, как и в Антарктике, Охотском и Беринговом морях, распространены также карбонатные остатки организмов.

В Кольском заливе на скалистом дне также отмечаются пышные поселения губок, но здесь накопления спикулевых осадков не отмечалось (Дерюгин, 1905).

Н. А. Белов и Н. Н. Лапина (1961) указывают, что в пробе из желоба Франц-Виктория был получен осадок, обогащенный иглами губок *Geodia mulleri*, *Leodia barretti*, *Thenia muricula*. Во влажном состоянии он был коричневого цвета, в сухом — светло-коричневого. В верхнем слое осадка содержалось очень много спикул губок, которые придавали ему вид войлока. Содержание аморфного кремнезема в пробе оказалось равным 7,6%. Это не позволяло считать осадок слабокремнистым, но следует иметь в виду, что в связи с высокой стойкостью опала у кремневых губок данные о содержании аморфного кремнезема в двукратных содовых вытяжках, являются, вероятно, заниженными.

Можно было бы расширить число примеров кремневогубковых осадков, однако основные их особенности ясны и из сказанного.

Все эти осадки по механическому составу относятся к пескам или, реже, к крупным алевритам. Как постоянная примесь в них присутствует также и пелитовый материал, задерживающийся в кремневом «войлоке». Утверждение о том, что спикулевые осадки накапливаются в прибрежных условиях (Рожкова и Горецкий, 1945), неверно. Глубинный диапазон распространения современных спикулевых осадков южного и северного поясов кремненакопления — от 150 до 600 *м*. Намного меньше спикул встречается в осадках до глубин 2000 *м*. Таким образом, это — отложения внешней части шельфа (место перехода в материковый склон — бровка), верхней части материкового склона, а также подводных гор, банок и хребтов.

Современные кремневогубковые осадки распространены в северном и особенно широко — в южном поясах кремненакопления, т. е. в очень холодных водах. Антарктические губки развиваются при круглогодичной отрицательной температуре воды. И тем не менее в их биоценозе постоянными компонентами являются карбонатные организмы — мшанки, фораминиферы, моллюски. Видимо, и в древних отложениях такой биоценоз имел широкое распространение, что и приводило некоторых исследователей к неверному выводу о накоплении спонголитов в теплых водах вместе с карбонатными осадками. Нет строгой приуроченности развития спикулевых осадков и к областям современного вулканизма: они широко распространены и там, где он не проявлялся (Баренцево море), и там, где он имеет место (в районе Алеутской и Курильской островных дуг).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА, РАЗБАВЛЯЮЩЕГО КРЕМНЕЗЕМ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Реальное содержание аморфного кремнезема в донных отложениях зависит не только от скорости его поступления, но также и от темпов поступления другого осадочного материала. «Конкурентная борьба» осадочного материала разного состава и генезиса заканчивается отложением осадков разного вещественного и гранулометрического состава. В процессах смешения осадочного материала при седиментации между скоростями этих «потоков» устанавливается (часто на довольно больших площадях) динамическое равновесие.

Роль карбонатного материала в процессах разбавления кремнезема в осадках рассматривалась выше. Исключение его путем пересчета концентраций аморфного кремнезема на бескарбонатный осадок позволило снять маскирующую роль процессов разбавления кремнезема карбонатами и более точно установить действительное положение зон кремненакопления, особенно в экваториальной зоне.

Для оценки разбавления кремнезема терригенным материалом нужно выбрать элементы или компоненты-индикаторы, которые позволили бы количественно характеризовать терригенную часть осадка. Таким компонентом является, в частности, наиболее распространенное соединение тер-

ригенного осадочного материала — силикатный и кварцевый кремнезем. В большей части прибрежных осадков, а также в терригенной взвеси его содержится более 50% — это не только важный индикатор терригенности, но и главная составная часть терригенного материала. Изучение закономерностей распространения этих модификаций кремнезема в современных донных осадках представляет также и самостоятельный интерес.

Определение содержания силикатного и кварцевого кремнезема производится по разности между содержанием валового кремнезема и аморфного. В связи с этим важно выявить особенности распространения валового кремнезема в осадках, что ранее не рассматривалось.

Распределение валового кремнезема в современных осадках

Наряду с определениями содержания аморфного кремнезема в осадках, которые проводились главным образом в СССР, для современных отложений имеются многочисленные определения $SiO_{2вал}$, которые обычно выполнялись стандартными методами полного силикатного анализа. Эти определения сделаны в многочисленных зарубежных экспедициях, причем методы химического анализа были довольно близкими. Обобщение дает довольно обильный, но, к сожалению, очень неравномерно распределенный по площади дна океанов материал.

Картина распределения валового кремнезема в донных осадках довольно сложная (рис. 25). Его содержание в разных местах дна морей и океанов колеблется от менее чем 10 до 70% и более.

Принципиальной закономерностью распределения валового SiO_2 в осадках Мирового океана является резкое отличие его содержаний в северном и в южном полушариях. В северном полушарии практически нигде (насколько позволяют судить все имеющиеся материалы) содержание SiO_2 валового в донных осадках не падает ниже 10—30%. Даже в карбонатных отложениях этот компонент составляет около 10%, а в северной части Тихого океана — даже до 30%.

Самые низкие содержания SiO_2 валового отмечены в южном полушарии в пределах аридной зоны. Здесь в Тихом океане местами содержится всего 1—2% $SiO_{2вал}$, аналогичные величины определены нами и для аридной зоны Индийского океана. Такое распределение валового кремнезема соответствует распределению модулей твердого стока с суши, т. е. поступлению в океаны осадочного терригенного материала. В южном полушарии области материкового питания океанов минимальны. Здесь же и в без того ограниченных пределах водосборов большие пространства занимают аридные бессточные области. В итоге с суши на единицу площади океана здесь поступает минимальное количество терригенного материала, и это обстоятельство находит количественное выражение в распределении $SiO_{2вал}$ в донных осадках.

Зоны высокого содержания $SiO_{2вал}$ в донных осадках как бы опоясывают материки, причем ширина поясов тем больше, чем больше поставка терригенного материала с суши и чем большую роль играет поступление биогенного кремнезема. Поэтому в поясах современного кремненакопления содержание $SiO_{2вал}$ высокое — больше 50%, а в южном полушарии даже свыше 70%.

Вне зон современного кремненакопления ширина пояса валового кремнезема у берегов суши зависит главным образом от соотношения темпов поступления карбонатного и терригенного материала в разных частях водоема. Очень наглядно видно, в частности, поступление большого количества терригенного материала в северную и северо-западную части Тихого океана и крайне малый его приток с берегов Южной Америки, где зона

с содержанием менее 10% $SiO_{2вал}$ подходит почти к самому берегу. Аридные условия находят, таким образом, отражение и на дне океанов в виде узких полос терригенных осадков, которые очень быстро сменяются в пелагическом направлении карбонатными отложениями, почти не содержащими SiO_2.

В $SiO_{2вал}$, как указывалось, входит аморфная силикатная и кварцевая части.

Поэтому распределение валового кремнезема является как бы негативным изображением $CaCO_3$, что хорошо видно не только на карте, но и из сопоставления содержания $SiO_{2вал}$ и карбонатов в зоне перехода от фораминиферовых осадков к красным глубоководным глинам. В фораминиферовых осадках карбонаты составляют 70—90%, на долю же валового кремнезема приходится около 10%, а в южном полушарии и меньше 10% осадка. В красных глубоководных глинах, расположенных рядом с фораминиферовыми осадками, но на больших глубинах, положение меняется: здесь 50—70% осадка приходится на долю валового кремнезема, а на долю $CaCO_3$ всего от 1 до 10%.

Если принять, что в центральных частях океана терригенный материал распределяется более или менее равномерно (для близких станций, расположенных в сходных условиях рельефа дна и динамики вод), то на единицу осаждающегося терригенного материала приходится в фораминиферовых осадках 7—10 единиц карбонатного и, следовательно, скорость накопления для фораминиферовых осадков должна быть в 7—10 раз выше скорости накопления бескарбонатных красных глубоководных глин из тех же районов. Данные по абсолютному возрасту в ряде мест подтверждают в общих чертах это заключение.

Рассмотрение карты распределения $SiO_{2вал}$ в донных осадках показывает, что этот компонент имеет огромное значение на современном этапе осадочного процесса: большая часть современных донных отложений морей и океанов содержит его более 50%.

Интересно сопоставить распределение $SiO_{2вал}$ во взвеси и в донных осадках в одних и тех же районах океана. Максимальное содержание валового кремнезема во взвеси составляло 30—50% и было обнаружено в южной части Индийского и Тихого океанов; причем аморфному кремнезему здесь принадлежала значительно большая роль сравнительно с терригенным. В открытом океане рост содержания $SiO_{2вал}$ во взвеси более 5%, как правило, бывает связан с развитием кремнистых организмов, т. е. с биогенным фактором. Только близ берегов главную роль приобретает терригенный обломочный SiO_2, которого содержится во взвеси у берегов 10—30%, а иногда даже больше. В аридных зонах северного и южного полушарий, где развитие организмов с кремневым скелетом ограничено, а подача терригенного SiO_2 невелика, содержание $SiO_{2вал}$ снижается до 5% и менее.

Зоны обогащения и обеднения валовым кремнеземом взвеси и донных осадков в общем совпадают. Это наблюдается у берегов Антарктиды и других материков, особенно близ мест со значительным модулем твердого стока (например, Бенгальский залив).

Наряду с этим обращает на себя внимание намного меньшая роль валового кремнезема во взвеси с поверхности, чем в донных осадках. По мере осаждения взвеси доля этой разновидности кремнезема все возрастает, несмотря на то, что значительная часть аморфного кремнезема растворяется. Одновременно идет и растворение $CaCO_3$ во взвеси, т. е. снижение роли разбавителя. Происходит как бы обогащение взвеси наиболее стойкими ее компонентами, одним из которых является $SiO_{2вал}$, а в его составе в первую очередь — силикатный и кварцевый SiO_2.

Данные по содержанию в донных отложениях валового кремнезема важны также и для выяснения содержания в осадках силикатного крем-

незема (включая кремнезем силикатов, алюмосиликатов), а также кварцевого SiO_2. Количество силикатного и кварцевого SiO_2 может быть определено, как и во взвеси, по формуле $SiO_{2силик} + SiO_{2кварц} = SiO_{2вал} - SiO_{2аморф}$.

Закономерности распределения силикатного и кварцевого (терригенного) SiO_2 в осадках

Нами построена схема, показывающая процентное содержание терригенного (разбавляющего) кремнезема по отношению к его общему валовому количеству (рис. 26). Если значения, указанные на схеме, вычесть из 100%, то можно получить процентное выражение роли аморфного кремнезема в осадках.

Рассмотрение схемы показывает, что содержание терригенной части в процентах от общего (валового) кремнезема меняется в донных осадках в очень широких пределах — от 90% и более до 10—30%.

На карте четко выделяются пояса современного кремненакопления — в них на долю силикатного и кварцевого SiO_2 приходится всего 70—90%, а местами и меньше — до 10—30%.

Удается выделить в донных осадках зоны преобладания терригенного и биогенного (аморфного) кремнезема, количественно выявить связь между ними. Из схемы четко видно, что наибольшее значение современное накопление аморфного кремнезема имеет в южном полушарии; здесь терригенный SiO_2 составляет менее половины, а в отдельных местах и всего $^1/_5$—$^1/_{10}$ часть общего количества кремнезема. Таким образом, в южном поясе кремненакопления темп поступления аморфного (биогенного) кремнезема в донные осадки равен темпу поступления разбавляющего терригенного кремнезема или в 2 и лишь в редких случаях во много (до 10) раз выше.

В северном поясе кремненакопления разбавление аморфного кремнезема терригенным намного больше: в северной части Тихого океана он составляет 70—90% валового и только в Охотском море, в Беринговом и северной части Японского — 50—70%.

Велико разбавление аморфного кремнезема терригенным материалом также и в экваториальном поясе кремненакопления; здесь силикатный и кварцевый SiO_2 составляет обычно 70—90%, и только в этмодискусовых осадках, встречающихся в западной части океана и не показанных на схеме, это количество снижается до 30—50%.

Как и следовало ожидать, вокруг материков имеется ареал высокого содержания в осадках терригенного кремнезема. Он сравнительно невелик в Антарктике, поскольку с океанской стороны ограничивается поясом кремненакопления, но в северной части Тихого океана достигает максимального развития, что соответствует большому поступлению сюда терригенного материала с суши и сравнительно малому развитию биогенного кремненакопления. Как и следовало ожидать, связь с расстоянием от берегов суши прямая, но не постоянная: больше всего $SiO_{2силик+кварц}$ там, где больше поставка терригенного материала.

Несколько неожиданная закономерность вскрывается при рассмотрении осадков юго-восточной части Тихого океана. Здесь мы вправе были бы ожидать, что терригенный SiO_2 составит более 90% валового, поскольку роль биогенного SiO_2 здесь очень мала. Фактические же значения здесь оказываются в пределах 70—90% и даже 50—70%, т. е. такие же, как в зонах современного кремненакопления. Анализ данных по распределению аморфного кремнезема показывает, что никакого сколько-нибудь заметного накопления кремнезема в донных осадках этой части океана не происходит, здесь развиты карбонатные фораминиферовые осадки. Для объяснения такого положения нужно прежде всего обратить внимание на

прилежащую сушу — это аридная зона Южной Америки и поступление терригенного материала отсюда крайне ничтожно. Поэтому в условиях аридной зоны даже ничтожный приток аутигенного кремнезема в осадки оказывается выше, чем еще более ничтожное поступление терригенного SiO_2.

В аридной зоне северной части Тихого океана такой картины не наблюдается, поскольку сюда поступает намного больше терригенного SiO_2, чем аморфного кремнезема.

Наконец, еще одна особенность распределения терригенного SiO_2 в процентном выражении от SiO_2 валового состоит в определенной связи этого отношения с глубиной. Это особенно хорошо видно в областях со значительным перепадом глубин, в частности в зонах перехода фораминиферовых осадков в красные глубоководные глины.

На относительно малых глубинах, в зоне фораминиферовых осадков, это отношение ниже, чем в красных глубоководных глинах, что связано с большей растворимостью панцирей кремнистых планктонных организмов по сравнению с растворимостью разбавляющего их силикатного и кварцевого материала. Чем больше глубина, тем при прочих равных условиях обычно бывает больше силикатная и кварцевая часть в общей сумме SiO_2 осадка. Эта же закономерность выявляется, если сопоставить отношение терригенного кремнезема к валовому во взвеси с поверхности с аналогичным отношением в донных осадках из того же района. Во взвеси терригенный кремнезем, как правило, имеет меньшее значение, чем биогенный, аморфный. По мере осаждения взвеси идет растворение аморфного кремнезема из панцирей и — в результате этого — обогащение ее наиболее стойкой силикатной и кварцевой частью. На максимальных глубинах океана это выражено особенно ярко.

В целом приведенная схема показывает, насколько велика роль в современном осадочном процессе терригенного материала. Для большей части Мирового океана он безраздельно господствует, его содержание по крайней мере в 10 раз выше, чем аморфного SiO_2, и только в узких поясах современного кремненакопления темпы поступления биогенного кремнезема оказываются равными и даже иногда несколько превышают темпы поступления терригенного SiO_2.

В распределении терригенного SiO_2 в процентном выражении от валового находит определенное отражение как климатическая зональность (через темпы поставки терригенного материала с суши и через темпы поставки биогенного материала), так и вертикальная зональность (увеличение роли наиболее стойкого силикатного и кварцевого SiO_2 по вертикали за счет растворения аморфного кремнезема).

Закономерности распределения кварцевого кремнезема в осадках

Анализ количественного распространения еще одной разновидности терригенного кремнезема — кварца — открывает новые возможности для изучения терригенной седиментации.

Как известно, в верхних слоях земной поверхности и в донных осадках наибольшим, подавляющим распространением пользуется одна разновидность кварца, весьма устойчивая при низкой температуре и давлении — так называемый альфа-кварц. Нет никаких указаний на образование аутигенного кварца при современном осадконакоплении. Случаев осаждения кварцевых кристаллов в природных условиях при температуре раствора меньше 100° С неизвестно.

Для вулканических областей характерна особая разновидность кварца — бета-кварц, который отличается от альфа-кварца при рентгеновских исследованиях.

Кварц — один из наиболее стойких и вместе с тем самых распространенных обломочных минералов. Пространственное распределение его в донных осадках может служить поэтому показателем распределения обломочного материала.

Интересная сводка по распределению кварца в осадках северной части Тихого океана сделана Р. Рексом и Э. Гольдбергом (Rex and Goldberg, 1958). Для анализа был использован рентгеновский дифрактометр. Чувствительность этого метода определения кварца в донных осадках оказалась равной 0,3%, а воспроизводимость — 3%. В СССР широко используется химический метод определения содержания кварца в осадочных породах, разработанный Э. С. Залманзон[1]; большая часть данных по современным и древним осадкам была получена именно химическим методом.

Для выяснения возможности использования данных, полученных разными — химическим и рентгеновским — методами, нами были проведены контрольные определения содержания кварца обоими методами в одних и тех же пробах из коры выветривания Кавказа. Образцы представлены Н. А. Лисицыной (Геологический институт АН СССР). Содержание кварца в осадочных породах с Украины, из Казахстана и Северного Вьетнама в шести контрольных пробах находилось в пределах от 0,06% до 42,08% при содержании валового кремнезема от 27,43 до 63,81%. Химический анализ проб выполнен в Лаборатории Геологического института АН СССР под руководством Э. С. Залманзон. Определения содержания кварца на дифрактометре сделаны в Иргиредмете (г. Иркутск) Л. Завьяловой под руководством Я. Д. Райхбаум. Данные по сопоставлению методов приведены в табл. 18.

Таблица 18

Сопоставление химического и рентгеноструктурного методов определения кварца в осадочных породах

№ образца	$SiO_{2кварц}$ по химическим определениям (%)	$SiO_{2кварц}$ по рентгеноструктурным определениям (%)	$SiO_{2вал}$ по химическим определениям (%)
1	0,06	Не обнаружено	39,96
2	0,50	То же	45,43
3	0,12	»	27,43
4	12,96	11,00	51,88
5	16,32	11,8	49,16
6	42,08	38,0	63,81

Как видно из таблицы, при расхождении в отдельных определениях, которые вполне закономерны в связи с разной сущностью методов определения, полученные цифры имеют один и тот же порядок. По этим результатам чувствительность рентгеновского метода составляет 0,5—1%, точность—около 10% определяемой величины содержания кварца. Учитывая эту погрешность, результаты химического анализа осадков на содержание кварца можно сопоставлять с рентгеноструктурным его определением, выполненным на многочисленных пробах американскими исследователями.

Рентгеноструктурный анализ кварца в Иргиредмете выполнялся по методике Рекса и Гольдберга (Rex and Goldberg, 1958).

Каковы же закономерности распределения кварца в донных осадках?

Оказалось, что количество кварца в донных осадках Тихого океана, пересчитанного на бескарбонатный материал, колеблется в очень широких пределах — от 0—4 до 20—24% (рис. 27). Зоны с разными содержа-

[1] Методы изучения осадочных пород, т. II. М., Госгеолтехиздат, 1957.

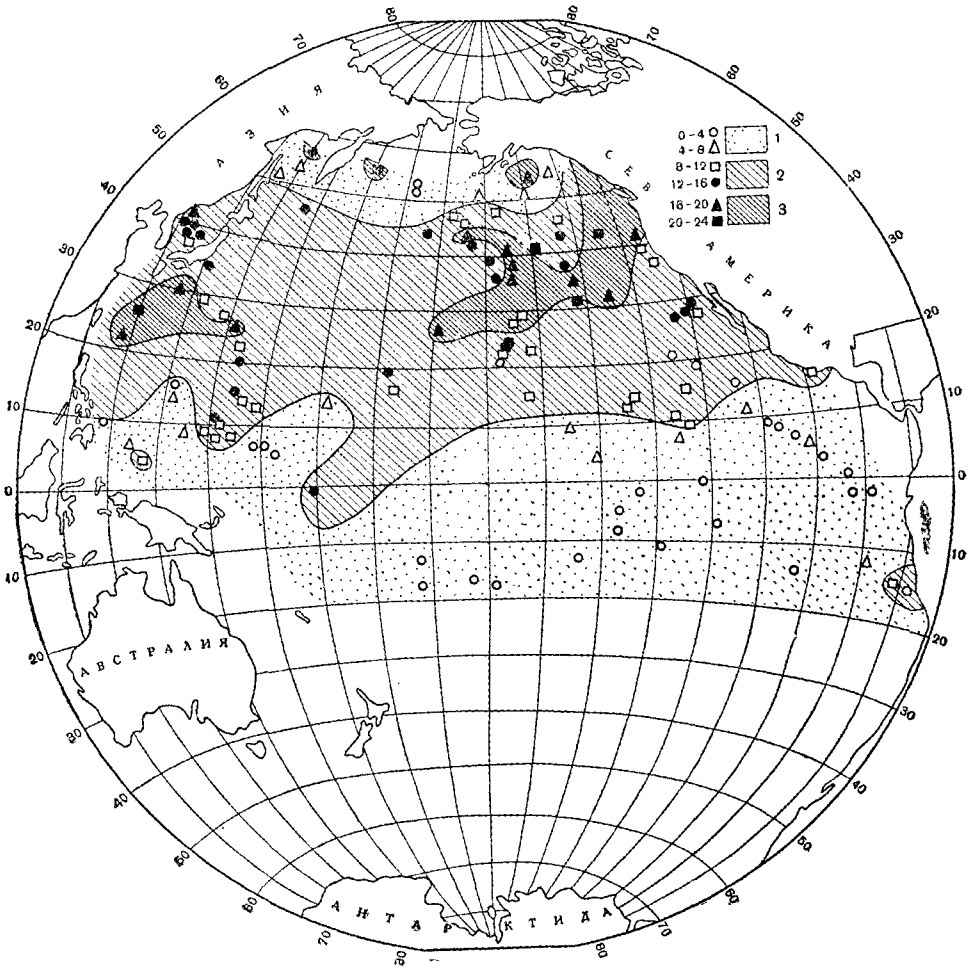


Рис. 27. Распределение кварца в донных осадках Тихого океана (на бескарбонатный осадок, в %), по Rex and Goldberg (1958)

1 — от 0 до 8; *2* — от 8 до 16; *3* — от 16 до 24. Значками разной формы показаны места получения проб и фактические значения концентрации

ниями кварца вытянуты по параллелям, а максимальное значение наблюдается на 20—40° с. ш.— в северной аридной зоне. К северу и югу от нее содержание кварца падает до 8% и менее.

Следует иметь в виду, что на концентрацию кварца, помимо интенсивности его поступления в осадки разных зон, влияет также разбавление аморфным кремнеземом, который не исключен при расчетах (до 10—30% величины), и бескварцевым терригенным или вулканогенным материалом. В частности, при размыве вулканических бескварцевых пород Гавайских островов продукты эрозии снижают концентрацию кварца у островов на расстоянии до 200—300 *км*. В зал. Аляска такую же роль играет пепловый материал от извержения вулкана Катмаи.

В южной аридной зоне содержание кварца возрастает так же закономерно, как и в северной засушливой зоне Тихого океана.

В Индийском океане, по нашим данным, эта закономерность выражена слабее, а местами совсем не просматривается.

Каковы же источники поступления столь значительных количеств кварца в донные осадки центральных частей океана? Уже указывалось, что

возможность образования аутигенного кварца в современных осадках, по данным минералогических и рентгеновских исследований, полностью исключена. Остается еще два важных источника — вулканогенный и терригенный. В продуктах вулканизма центральной части Тихого океана и его обрамления кварца не содержится совсем или он встречается в крайне незначительных количествах. Таким образом, вулканизм тихоокеанского типа не может привести к повышению содержания кварца в осадках, наоборот: он снижает его путем разбавления пепловым материалом или продуктами размыва бескварцевых вулканических сооружений. Кроме того, как видно из карты, протяженность зон обогащения кварцем, отсутствие повышения его содержания в зонах активного вулканизма — все это заставляет исключить эруптивную деятельность из разряда основных факторов, определяющих концентрацию $SiO_{2кварц}$ в донных осадках.

Главное значение имеет материал, поступающий с суши. Как и всякий терригенный материал, кварцевые зерна поступают в осадки путем переноса их течениями, льдами, организмами, суспензионными потоками и др. Изучение закономерностей распространения кварца в осадках Тихого океана приводит, однако, к выводу, что деятельностью этих факторов существующая картина не объясняется. Зоны распространения и максимального содержания кварца в осадках не совпадают с направлениями течений и распространением других терригенных минералов. Обогащение кварцем именно аридной зоны, где поступление осадочного материала с суши минимально, при этом также становится непонятным.

Четкое совпадение зон обогащения кварцем с аридными зонами наводит на мысль, что основным фактором переноса и отложения этого минерала в аридной зоне служит эоловый. Ряд дополнительных доводов подкрепляет это заключение:

1. Кварцевые зерна малых размеров были обнаружены в желудках планктонных организмов, пойманных близ поверхности океана на большом удалении от суши. Эти зерна могли попасть на поверхность океана только из воздуха. Можно было бы допустить, что часть зерен кварца перенесена планктонными организмами при их огромных вертикальных миграциях, т. е. подняться к поверхности по пищевым цепям. В том, что это не так, убеждают наши анализы пяти проб сепарационной взвеси, выполненные в Индийском секторе Антарктики (пробы 2, 6, 14, 25) (Лисицын, 1964). Оказалось, что ни в одной из этих проб, характерных для ледовой зоны, в отличие от аридных зон, кварц, по химическим определениям, не содержится, хотя его довольно много в верхнем слое донных осадков. Значит, в поверхностный слой вод ледовой зоны он с суши не поступает, а в аридной области обнаружен в планктоне и во взвеси с поверхности, даже на огромном расстоянии от берегов.

2. Изучение зависимости содержания кварца в донных осадках от их гранулометрического состава показывает, что в аридной зоне наиболее обогащена этим минералом фракция от 0,02 до 0,001 *мм* (мелкий алеврит, крупный и средний пелит). Особенно много кварца в аридной зоне во фракции 0,01—0,005 *мм* (крупный пелит) (рис. 28).

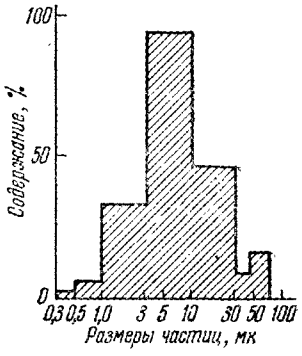


Рис. 28. Гистограмма распределения кварца в зависимости от гранулометрического состава частиц осадка (Rex and Goldberg, 1958)

По наблюдениям К. Эмери (Emery, 1956), в аридной зоне Индийского океана, в Персидском и Оманском заливах, частицы эоловой пыли имеют в основном размеры мелкого алеврита — крупного пелита, т. е. те же размеры, что и большая часть кварца из осадков аридной зоны Тихого океана. Однако минералогический

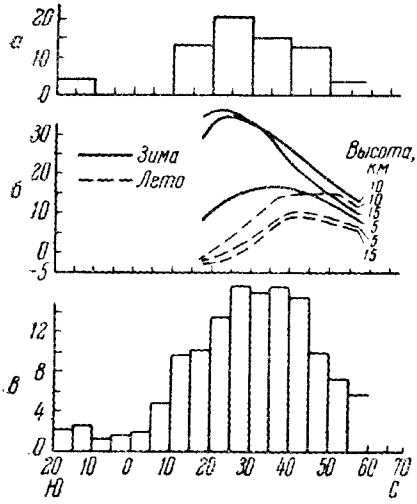


Рис. 29. Сопоставление площади аридных поясов на суше (*а*), скорости ветра в верхних слоях атмосферы для зимы и лета (*б*) и количественного распределения кварца (в пересчете на бескарбонатный осадок) в зависимости от широты в северной части Тихого океана (*в*), по Rex and Goldberg (1958)

анализ эолового материала из Персидского и Оманского заливов показал, что 82% зерен представлены карбонатом кальция. В нерастворимом остатке 62% приходится на полевые шпаты, 20% — на кварц, 7% — на актинолит и 3% — на биотит.

Х. Главион (Glawion, 1938) указывал, что преобладающий размер частиц пыли, принесенной из Сахары в Швейцарские Альпы, т. е. на расстояние, сопоставимое с переносом в центральные части Тихого океана, равен 0,003—0,005 *мм*. К. Корренс (Correns, 1953) считает, что среди эолового материала открытого океана преобладают частицы размером 0,05—0,01 *мм*; очевидно, эти цифры несколько завышены.

В эоловом материале в значительных количествах среди других минералов встречается и кварц. Он был найден также и в пыли, полученной с ледников Антарктиды, из Арктики и других районов, где поступление местного эолового материала исключается.

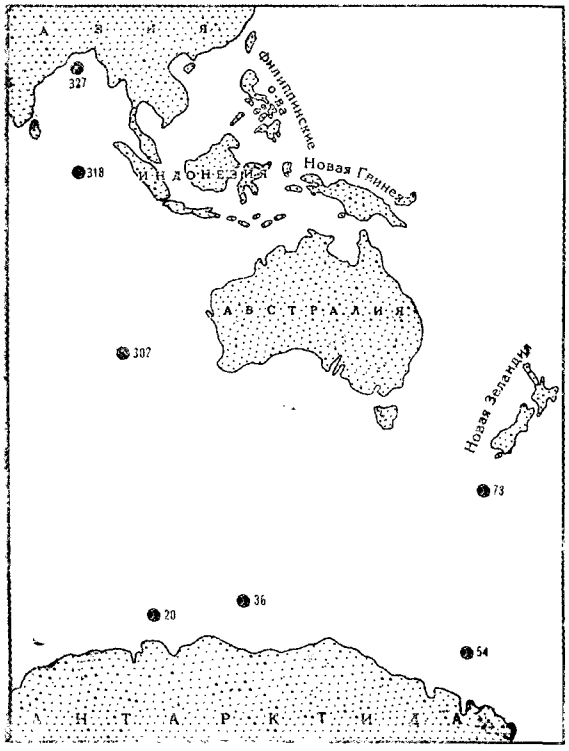


Рис. 30. Схема расположения проб с определением кварца в различных фракциях донных осадков. Указаны номера станций антарктической экспедиции АН СССР, для которых выполнены определения

Эти доводы убеждают в том, что совпадение максимума содержания кварца во взвеси и донных осадках с аридными зонами неслучайно. Удивляет только очень четкое ограничение аридной зоны. Складывается впечатление, что именно здесь, в сравнительно узкой полосе, действует какой-то исключительно постоянный ветровой перенос, который не имеет места в других зонах. Исследования этой зоны, выполненные за последние годы, показали, что именно здесь проходят с востока на запад так называемые струйные течения, или джетстримс, которые наблюдаются в тропосфере на высотах от 5—10 до 15 *км* и выше, имеют скорость до 30 *м/сек* и более (100—300 *км/час*).

Площади, занятые аридными областями в северном полушарии, а также скорость струйных течений и количество кварцевых зерен в сопоставлении с широтой места приведены на рис.29 (Rex and Goldberg, 1958). Именно условия аридности и сопряженные с ней особенности циркуляции в тропосфере и служат причиной столь дальнего и закономерного ветрового разноса кварца.

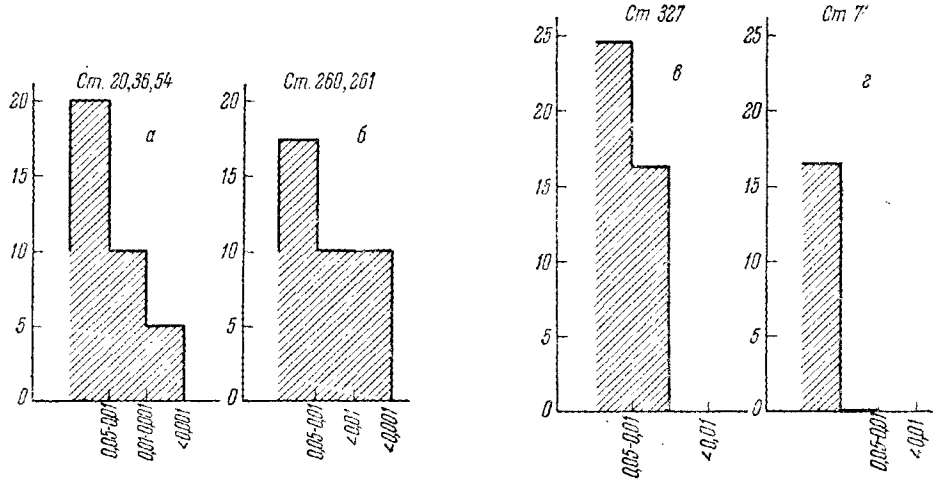


Рис. 31. Гистограммы распределения кварца по фракциям донных осадков из различных климатических зон

а — ледовая зона Индийского океана; *б* — аридная зона Индийского океана; *в* — тропическая гумидная зона Индийского океана (Бенгальский залив); *г* — умеренная зона южной части Тихого океана. По вертикали кварцевый кремнезем в %, по горизонтали — фракции в *мм*

Это показывает, что климатическая зональность, в частности выделение аридных зон осадконакопления, четко прослеживается не только на суше, но при внимательном исследовании находит не менее четкое отражение и на дне, в верхнем слое океанских донных осадков.

Некоторое количество проб донных осадков было проанализировано нами к моменту сдачи настоящей статьи в ледовой, аридной и тропической гумидной, зонах Индийского океана (рис. 30). Распределение количеств кварца по разным фракциям донных осадков сведено на рис. 31, из которого видно, что больше всего этого минерала в мелкоалевритовой фракции. Поскольку осадки южной ледовой зоны практически бескарбонатны, пересчет на бескарбонатный материал, который производился Э. Гольдбергом и Р. Рексом, здесь не нужен. Во фракциях мельче 0,01 *мм* количество кварца резкоуменьшается, причем если в мелком алевритена его долю приходится около 10%, то в субколлоидной фракции его содержание падает до 1% и даже следов. В аридной зоне Индийского океана кварц ни в одной из фракций осадка не обнаружен (ст. 302, 30°36′ ю. ш., 97°03′ в. д., глубина 3105 *м*), а близ устья р. Ганг в Бенгальском заливе (ст. 327, тропическая гумидная зона) его очень много (до 24,6% во

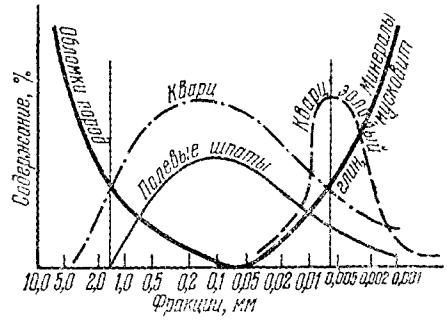


Рис. 32. Схема распределения кварца и других кластических минералов при переносе в водной среде (сплошные линии, по Страхову, 1960) и эолового кварца (штриховая линия) в зависимости от гранулометрии

фракции мелкого алеврита). Сильно увеличен вынос и тонкодисперсного кварца (во фракции мельче 0,01 *мм* — 16,2%).

Сопоставление гистограмм распределения кварца по фракциям для различных климатических зон показывает, что только в аридной зоне максимальное обогащение кварцем приходится на фракцию 0,01—0,003 *мм*. В ледовой и тропической гумидной зонах, где эоловый фактор не действует и перенос идет в водной среде, наибольшее содержание кварца оказывается во фракции 0,01—0,05 *мм*, 0,05—0,1 *мм* и крупнее, т. е. в алевритовой и песчаной фракциях, что соответствует ранее подмеченным закономерностям (Страхов, 1963). Такая особенность распределения кварца в аридных зонах в гранулометрическом спектре осадка, приуроченность его к фракции грубого и среднего пелита может иметь диагностическое значение (рис. 32).

Изучение закономерностей распределения кварцевой разновидности терригенного SiO_2 открывает, таким образом, совершенно неожиданные возможности для суждения о степени выраженности и географических пределах аридной зоны на суше и в океане. Дополнительно к терригенному SiO_2 — индикатору терригенного материала — эта кварцевая его разновидность является местами хорошим индикатором деятельности эолового фактора.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АМОРФНОГО КРЕМНЕЗЕМА ВНУТРИ ПОЯСОВ СОВРЕМЕННОГО КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ

Каковы же основные закономерности, по которым идет распределение аморфного кремнезема внутри зон современного кремненакопления, какими факторами это кремненакопление определяется?

Из сказанного выше можно сделать относительно этого ряд выводов.

Указывалось, что образование поясов кремненакопления определяется условиями распределения фитопланктона, количеством кремневой взвеси, образующейся биогенным путем на поверхности океана. В изобилии она образуется только в зонах подъема вод, т. е. непрерывной подачи питательных солей к поверхности, чем и обеспечивается высокая продуктивность этих областей, в том числе и по кремнезему. По мере осаждения взвеси в глубинные слои воды вступает еще целый ряд факторов, которые определяют не только возможность достижения панцирями дна или растворение их в водной толще, но и возможность отложения на тех или иных участках дна.

Накопление кремневых панцирей организмов, как и любого другого осадочного материала, находится под влиянием гидродинамического контроля. Накопление может идти только в тех местах, которые по динамическим условиям не являются запретными для частиц данной крупности. У наиболее распространенных кремнистых организмов, в частности диатомовых водорослей, целые панцири имеют размеры мелкого алеврита, а дробленый материал панцирей — размеры пелита (табл. 19).

Таблица 19

Размеры кремневых панцирей важнейших организмов планктона и глубина их обитания

Вид организмов	Размеры, *мм*	Глубина обитания, *м*
Диатомовые водоросли . . .	0,2—0,02	0—100
Радиолярии	0,25—0,05	0—400
Силикофлагелляты	0,1—0,02	

В отличие от минерального обломочного материала, осаждение остатков кремнистых организмов осложняется тем обстоятельством, что они довольно значительно и, самое главное, неравномерно для разных видов растворяются в толще вод. Важную роль играют также многочисленные шипы, иглы и наросты, которые уменьшают гидравлическую крупность панцирей намного ниже их геометрических размеров.

Наряду с разрушением панцирей вследствие растворения большое значение в измельчении диатомового кремниевого материала имеет выедание диатомовых хищниками зоопланктона. При этом дробятся крупные панцири, обламываются шипы и иглы, иногда, по-видимому, нарушаются защитные пленки на панцирях.

В начальный этап осаждения панцири содержат протоплазму, которая затем выходит из них, и в осадки они большей частью поступают пустыми, очень легкими.

Связь накопления кремнезема с гранулометрическим составом осадков

Чтобы понять закономерности распределения аморфного кремнезема в донных осадках в зависимости от гранулометрического состава, был выполнен их пофракционный химический анализ. Для этого было отобрано 54 пробы наиболее характерных типов донных отложений Берингова моря, несколько проб из Охотского моря, более 200 — из южного пояса кремненакопления и около 20 — из экваториальной зоны. Каждая проба весила 200—500 *г*. Методом комбинированного водного анализа с использованием дистиллированной воды из проб выделены фракции 1—0,1 *мм* (пески); 0,1—0,05 *мм* (крупные алевриты); 0,05—0,01 *мм* (мелкие алевриты); 0,01—0,001 *мм* (крупный и средний пелит) и меньше 0,001 *мм* (субколлоидная фракция). В них и определялись содержания основных химических компонентов, в том числе аморфного кремнезема.

Северный пояс кремненакопления

Песчаная фракция в донных осадках Берингова моря на сравнительно небольших глубинах содержит от 2 до 5% аморфного кремнезема. В глубоководных котловинах песчаных частиц так мало, что надежных определений по этой фракции получить не удается (рис. 33, *а*).

Столь же незначительно содержание аморфного кремнезема и в крупноалевритовом материале: все полученные значения находятся в пределах 1—2%, т. е., как и песчаная фракция, крупные алевриты в Беринговом море состоят в основном из обломочного терригенного материала (рис. 33, *б*).

В мелкоалевритовой фракции и содержание и картина распределения концентраций $SiO_{2аморф}$ резко меняются: обширная область Алеутской впадины занята мелкими алевритами, содержащими больше 30% (максимально 42%) аутигенного кремнезема (рис. 33, *в*). Общий план размещения концентраций кремнезема в мелкоалевритовой фракции сходен с картиной распределения его в донных осадках в целом. Обширные площади глубоководных котловин занимает мелкоалевритовый материал, содержащий от 10 до 30% аморфного кремнезема. На восточном шельфе, в области тонких алевритов и в пелитовых осадках вырисовывается обширная зона с аналогичными содержаниями.

Распределение аморфного кремнезема во фракции 0,01—0,001 *мм* (рис. 33, *г*) совершенно иное. В Алеутской котловине, где для мелкоалевритового материала отмечено максимальное содержание кремнезема, оно не достигает для этой фракции 10%. Максимумы оказываются смещенными в сторону суши: они как бы опоясывают материковый склон и местами

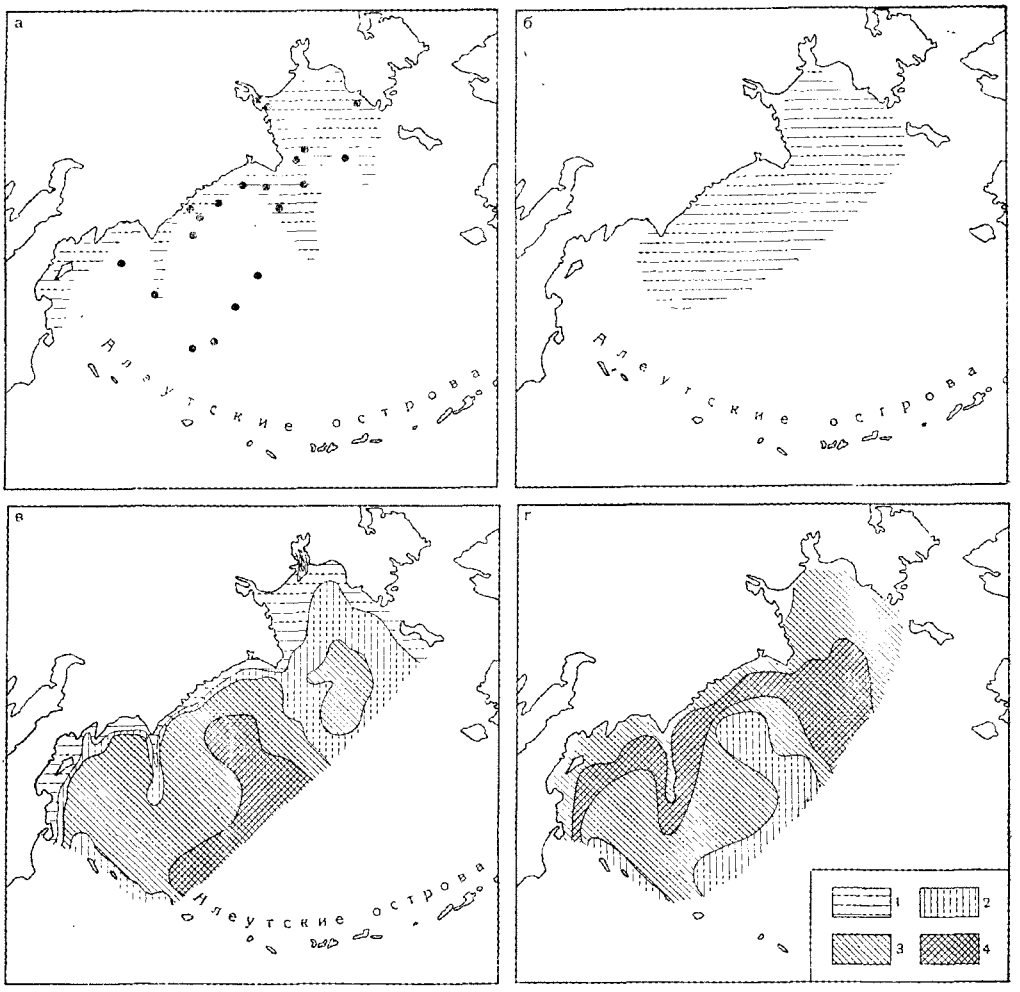


Рис. 33. Распределение аморфного кремнезема в различных фракциях донных осадков Берингова моря. Точками показаны станции, для которых были выделены проанализированные фракции

а — фракция 1—0,1 *мм*; осадки глубоководных котловин материала такой размерности не содержат *б* — фракция 0,1—0,05 *мм*; *в* — фракция 0,05—0,01 *мм*; *г* — фракция 0,01—0,001 *мм* *1* — от 1 до 5%; *2* — от 5 до 10%; *3* — от 10 до 30%; *4* — больше 30%

даже заходят на краевые части шельфа. На примере этой фракции очень четко видна двойственность биогенной поставки кремнезема в осадки Берингова моря: в северной части моря и на шельфе развит неритический комплекс с преобладанием тонкопанцирных форм, быстро раздробляющихся на мелкие частицы и в итоге попадающих во фракцию меньше 0,01 *мм*, в южной части — преобладают диатомовые океанического комплекса с массивными панцирями, они концентрируются главным образом во фракции мелкого алеврита. Распределение кремнезема во фракции 0,01—0,001 *мм* показывает вынос неритических диатомовых с шельфа в его внешние части и в периферические части котловин, а также, одновременно с этим, и разбавление его близ берегов минеральным осадочным материалом. В зоне господства океанических диатомовых отмечается обеднение этой фракции кремнеземом. На больших площадях дна Берингова моря крупно- и среднепелитовый материал на 30—40% состоит из опала диатомовых водорослей.

В субколлоидную фракцию попадает сравнительно мало кремнезема, однако больше, чем в песчаную и крупноалевритовую. В среднем субколлоидная фракция кремнистых осадков Берингова моря на 15—20% состоит из аутигенного опала.

Полученные материалы дают возможность выделить два основных и один переходный типы распределения кремнезема в гранулометрическом спектре осадков: неритический, глубоководный (с преобладанием диатомовых океанического комплекса) и переходный, характерный для материкового склона и периферии котловин (рис. 34).

Для осадков с преобладанием неритических диатомовых характерно увеличение содержания аутигенного опала с измельчением материала: от песчаного и крупноалевритового материала к субколлоидной фракции идет быстрое нарастание содержания кремнезема.

Обратная картина наблюдается в центральных частях глубоководных котловин, где преобладают диатомовые океанического типа: здесь наибольшие содержания опала приходятся на мелкоалевритовую фракцию, с дальнейшим уменьшением размеров частиц сокращается и содержание кремнезема.

В осадках переходного типа, накапливающихся на материковом склоне и в периферических частях котловин, преобладают диатомовые неритического комплекса, что выражается в сходстве кривых распределения кремнезема по фракциям осадка. Постепенно они переходят в кривые, обычные для океанического комплекса диатомового материала.

В пробе слабокремнистого глинистого ила из Охотского моря (79,4% пелитовой фракции, 25,69% аморфного кремнезема) при пофракционном анализе во фракции 0,1—0,01 *мм* оказалось аморфного кремнезема — 6,30%, во фракции 0,01—0,001 *мм* — 32,63% и во фракции меньше 0,001 *мм* — 33,86% (Безруков, 1960). Таким образом, в Охотском море наблюдается возрастание концентрации кремнезема в тонких фракциях, как это имеет место в шельфовых и переходных осадках Берингова моря.

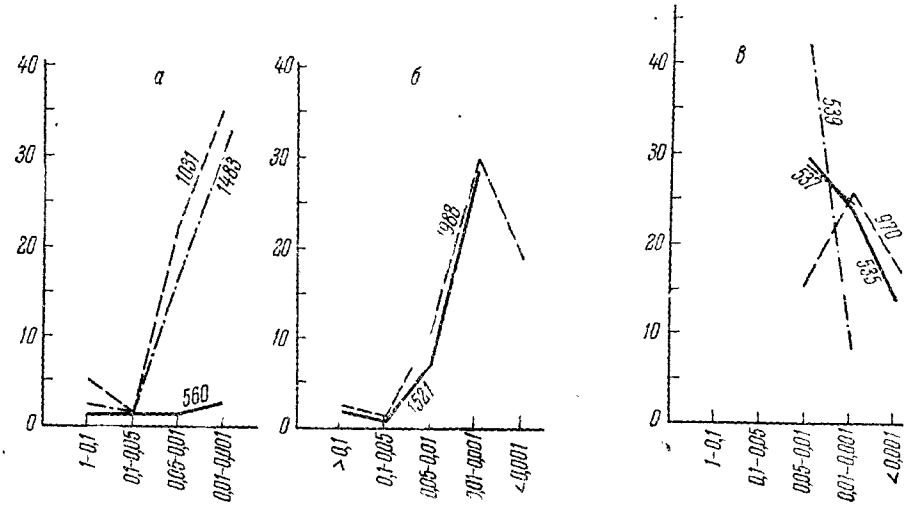


Рис. 34. Типы распределения кремнезема в различных фракциях донных осадков Берингова моря

Цифры соответствуют номерам станций

а — шельф; неритический комплекс диатомовых; *б* — материковый склон и периферические части глубоководных котловин; смешанный комплекс диатомовых; *в* — глубоководные котловины; океанский комплекс диатомовых

Южный пояс кремненакопления

Распределение кремнезема в различных фракциях осадков шельфа Антарктиды показано на рис. 35. Как и на шельфе Берингова моря, для неритического комплекса диатомовых, образующих кремнистые и слабокремнистые осадки шельфа, характерно накопление основной части кремнезема в тонком пелитовом материале — во фракции мельче 0,01 *мм*.

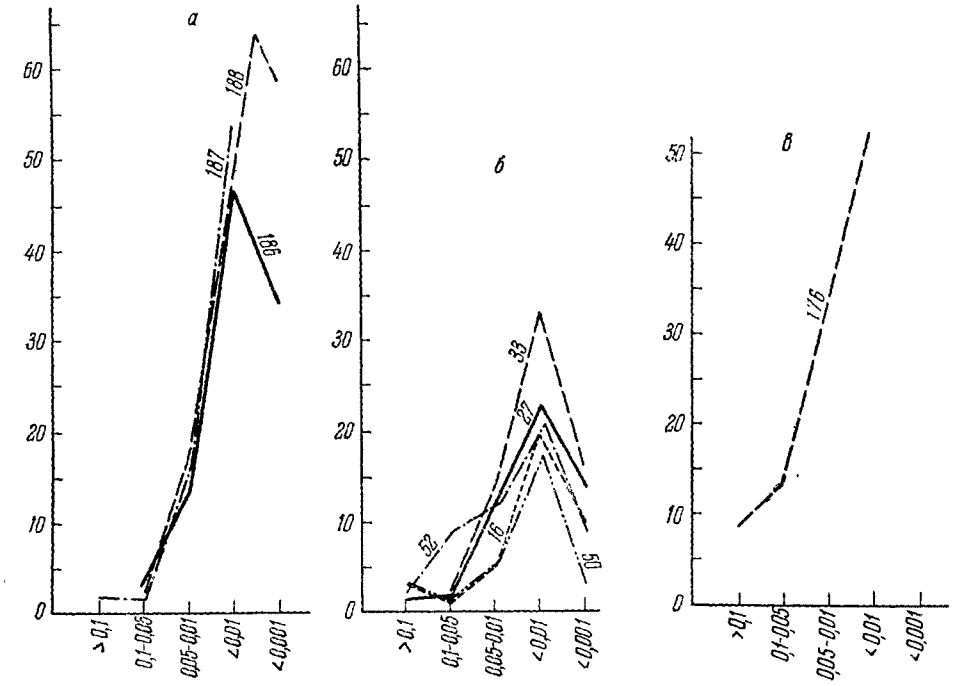


Рис. 35. Типы распределения аморфного кремнезема в различных фракциях донных осадков Южного океана

Цифры соответствуют номерам станций

а — шельф; неритический комплекс диатомовых; *б* — материковый склон и периферические части ложа океана; *в* — ложе океана; океанский комплекс диатомовых

В субколлоидной фракции на шельфе Антарктиды намного меньше кремнезема, чем в пелитовой, пик содержания приходится именно на пелитовую фракцию.

В мелкоалевритовой фракции, где сосредоточены целые панцири диатомовых, намного меньше кремнезема (10—15%), чем в пелитовой (40—65%). Если сравнить диатомовые осадки шельфов Берингова моря и Антарктиды, то связь неритических комплексов диатомовых с гранулометрическим составом осадков очень близкая. Отличие лишь в том, что в Беринговом море в мелкоалевритовой фракции сосредоточено больше кремнезема, чем в Антарктике. Это объясняется, по-видимому, большей глубиной шельфа Антарктиды (что и ведет к большему раздроблению и «обтаиванию» панцирей), а также, возможно, особенностями исходного комплекса диатомовых, их видовым составом и стойкостью панцирей.

Осадки материкового склона содержат, как правило, меньше кремнезема, чем шельфовые, основная его часть, так же как и на шельфах, сосредоточена в пелитовой фракции. Еще более отчетливо, чем на шельфе, видно резкое уменьшение содержания кремнезема в наиболее тонкораздробленном материале, что связано с процессом растворения тонкого

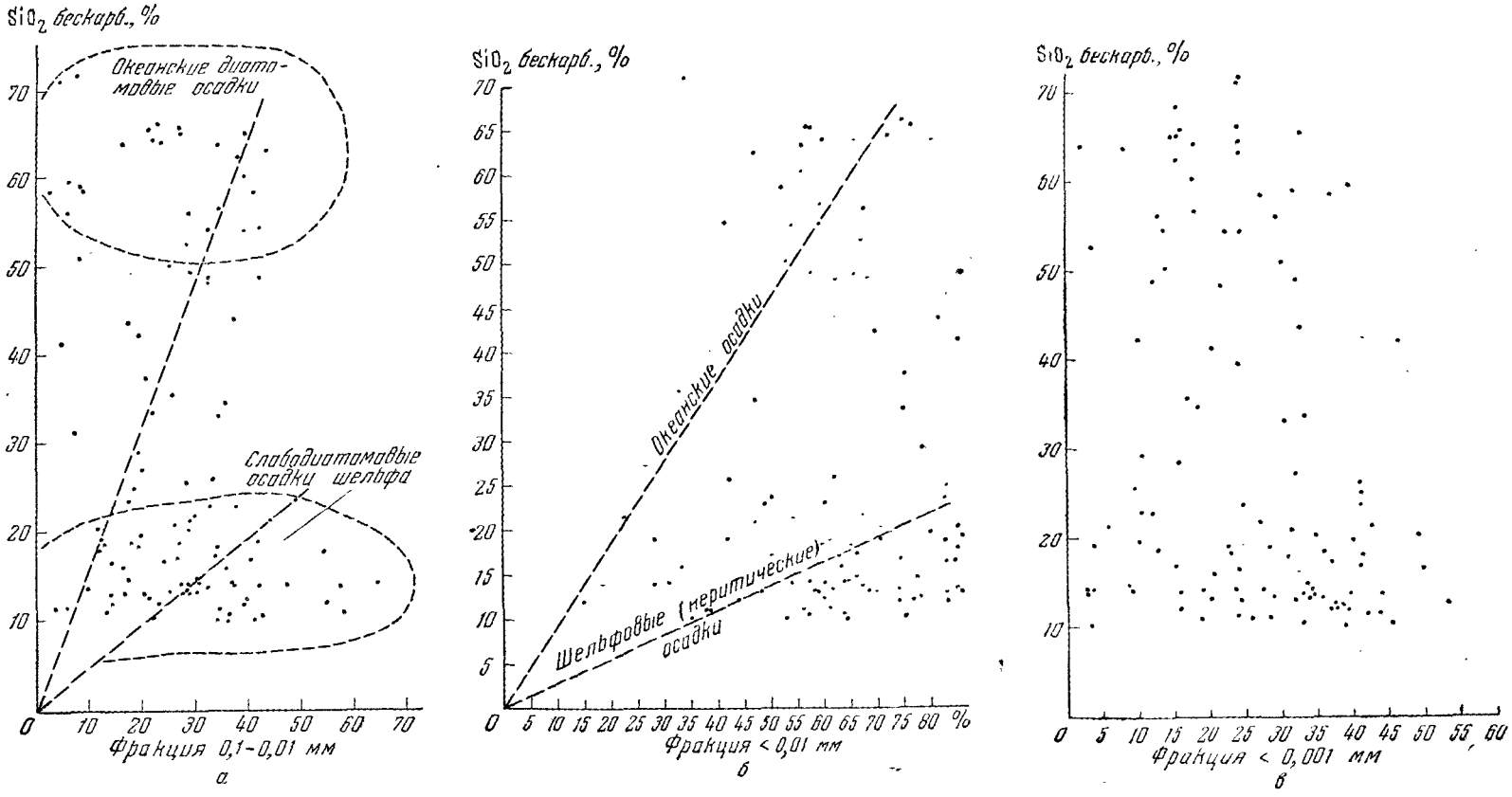


Рис. 36. Графики связи количественного распределения аморфного кремнезема с гранулометрическим составом донных осадков Южного океана (для бескарбонатного кремнезема):

а — зависимость аморфного кремнезема от содержания алевритовой фракции 0,1—0,01 *мм*; *б* — зависимость аморфного кремнезема от содержания пелитовой фракции 0,01 *мм*; *в* — зависимость аморфного кремнезема от содержания субколлоидной фракции 0,001 *мм*

кремневого детрита при его осаждении сквозь толщу вод материкового склона. Если на шельфе среднее падение содержания кремнезема в субколлоидной фракции по сравнению с пелитовой составляло 5—10%, то на материковом склоне оно достигает 15—20%.

При рассмотрении океанских диатомовых илов Антарктики привлекает внимание их отличие от беринговоморских осадков с океанским комплексом диатомовых.

В Антарктической океанской зоне кремнезем концентрируется в основном в пелитовой фракции, так же как и на шельфе, а в субколлоидной фракции происходит еще более резкое, чем на шельфе или на склоне, падение его содержания — на 30—40%.

Все это показывает, что связь кремненакопления с гранулометрическим составом донных осадков весьма многообразна и сложна. Она определяется как исходными размерами панцирей, зависящими от видовой принадлежности и от реальных комплексов диатомовых, так и процессами

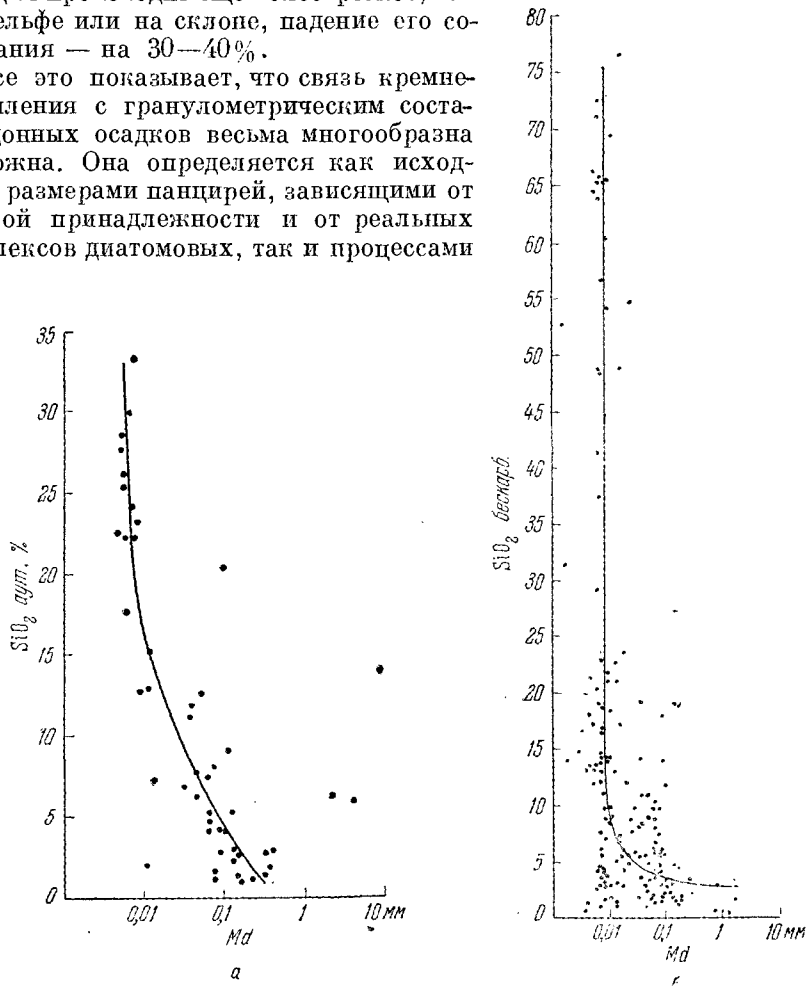


Рис. 37. Связь аморфного кремнезема с медианным диаметром (Md) донных осадков

а — Берингово море; *б* — Южный океан (Индийский и Тихоокеанский секторы)

разрушения этих панцирей при выедании их зоопланктоном, распадом их и обтаиванием при опускании в толще вод и особенно быстрым растворением наиболее тонкого субколлоидного и коллоидного материала. Признаки такого растворения хорошо видны и на электронных фотографиях взвеси.

Таким образом, гранулометрический состав кремнистого материала, оседающего на дно морей и океанов, находится в зависимости от большой группы факторов и очень сильно меняется с изменением сочетания этих

факторов и интенсивности их деятельности. Это хорошо видно, в частности, на графиках связи гранулометрического состава осадков с содержанием в них кремнезема, составленных нами для натуральных осадков и в пересчете на бескарбонатный материал (рис. 36). Прямой связи ни с одной из фракций осадков здесь нет, имеется лишь общая зависимость при значительном разбросе значений под влиянием местных факторов.

Удается выделить один общий тип связи, характерный для шельфовых осадков с неритическим комплексом диатомовых и небольшим интервалом глубин, и второй тип связи — для океанских осадков с соответствующим комплексом диатомовых и большими глубинами. Между ними имеется переходная зона.

Для Берингова моря, в котором условия более однородны, зависимость содержания кремнезема в донных осадках от их гранулометрического состава более четкая (рис. 37).

Резюмируя сказанное выше, можно считать, что основная часть аморфного кремнезема сосредоточена в тонких фракциях донных осадков, главным образом в мелкоалевритовой и пелитовой (от 0,01 до 0,001 *мм*), а в более крупном и в более тонком материале кремнезема меньше, хотя диатомовые неритического комплекса в виде тонкого детрита в больших количествах встречаются и в субколлоидной фракции осадков.

В зависимости от комплекса диатомовых, а также от глубины водоема и некоторых других факторов распределение аморфного кремнезема по гранулометрическому спектру осадков может изменяться.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СОВРЕМЕННОГО КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ И ПРИЧИНЫ, ЕЕ ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ

Как было показано в работах Н. М. Страхова (1954, 1960, 1963), поступление осадочного материала в моря и океаны с суши находится в строгой зависимости от климата. Развитием и быстротой процессов, протекающих в коре выветривания на суше, определяется как общее количество осадочного материала (растворенного и взвешенного), поступающего с каждого квадратного километра водосбора в конечные водоемы стока, так и его вещественный состав (минералогический, состав растворенного материала и др.).

Стадии развития коры выветривания, быстрота ее образования и глубина проникновения в коренные породы определяются в основном сочетанием температуры и количества атмосферных осадков.

Как можно было видеть из приведенного выше описания закономерностей распределения кремнезема в современных осадках, зональность поступления осадочного материала с суши является далеко не единственным проявлением климатического контроля современного и, несомненно, древнего кремненакопления.

Не меньшее значение, чем зональность поступления терригенного материала, имеет зональность поступления и биогенного материала. На некоторые зональные особенности распределения биогенного материала, тесную связь его с основными гидрологическими границами мы указывали ранее (Лисицын, 1962, 1965).

В отличие от зональности коры выветривания, зональность поставки биогенного осадочного материала и, в частности, кремнезема, определяется отнюдь не простым сочетанием температуры и влаги. Влаги в водной толще везде много, а температура, как мы имели возможность заметить при рассмотрении закономерностей размещения современных кремнистых осадков, также не играет существенной роли: диатомовые илы встречаются в современных осадках при температуре поверхностных вод от —2° (в Антарктике) до +28°С (в экваториальной зоне). Диатомовые водоросли

могут существовать и при более высоких температурах (до 70 и даже 80° С) в термальных источниках. Следовательно, и температура не играет решающего значения в размещении кремнистых осадков. Связь кремненакопления с климатической зональностью и, в частности, с температурой, является не прямой, «лобовой», а, как мы увидим ниже, более сложной, косвенной.

Условия развития планктонных организмов, которые являются основными кремненакопителями и обитают в верхнем слое вод (0—200 *м*), весьма своеобразны. Основная часть организмов планктона с кремневой фракцией принадлежит к диатомовым водорослям, т. е. к растительным организмам, которые для нормального развития требуют солнечной энергии (фотосинтез) и постоянного притока питательных солей.

В отличие от растений суши, получающих питательные соли из почвы (куда они попадают естественным путем или вносятся искусственно в виде удобрений), морские планктонные растения могут получать их только непосредственно из воды. К числу необходимых для нормального развития растений питательных солей относятся фосфаты, соли железа, нитриты и нитраты, кремнезем, марганец, титан и большое количество других соединений и элементов. Поступление в верхние слои водной толщи — от 0 до 70 *м*, где могут развиваться процессы фотосинтеза (глубже для этого недостаточно света), осложняется вертикальной стратификацией вод морей и океанов.

Вследствие различия в плотности разных слоев водной толщи, вертикальный обмен оказывается очень затрудненным, что местами вызывает развитие сероводородного заражения глубинных вод.

Изменение плотности вод может быть связано с изменением либо их солености (чем больше они содержат солей, тем плотнее), либо температуры (увеличение плотности идет для морской воды средней солености до температуры —3,5°С). Анализ взаимосвязи этих факторов показывает, что для поверхностных слоев воды в природных условиях наибольшее значение имеют изменения температуры, именно они и определяют изменения плотности в большинстве районов. Кривые изменения плотности по вертикали подобны кривым изменения температуры, которая, следовательно, и здесь имеет основное значение.

Изменения температуры в морях и океанах по вертикали далеко не равномерны.

В верхнем слое вод Мирового океана имеется так называемый слой скачка температуры, или термоклин. Это такой слой воды, в котором температура уменьшается с глубиной в гораздо большей степени, чем в вышележащих и нижележащих слоях (Праудмэн, 1957). Слой скачка играет роль своеобразной заслонки, которая отсекает верхние воды океана, где идет потребление питательных солей, от нижележащих слоев океана — источника этих солей. В одних местах эта заслонка периодически открывается (северная и южная умеренные зоны), пропуская к поверхности определенные порции биогенных элементов, в других закрыта практически весь год и не допускает развития здесь сколько-нибудь заметных количеств планктона (аридные зоны).

Стабильность слоя скачка, мощность лежащего над ним слоя вод, доступных для питания планктона, определяются климатической зональностью.

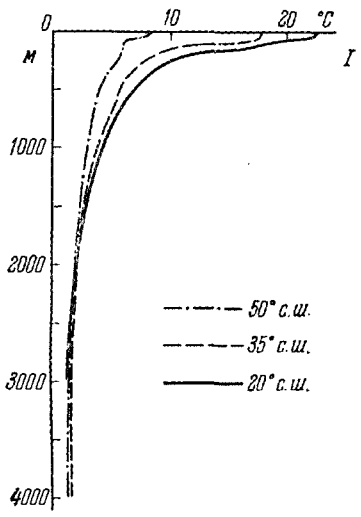
На рис. 38 показано изменение слоя скачка в разные месяцы для холодной, умеренной и тропической зон. В холодной зоне он четко выражен в летние месяцы (с мая до декабря). Зимой из-за понижения температуры вод и появления льдов (которые захватывают часть пресной воды и тем самым увеличивают соленость верхнего слоя) плотность поверхностных вод возрастает, они опускаются вниз и слой скачка исчезает. На их место приходят более легкие глубинные воды с биогенными элементами. На протяжении в среднем пяти месяцев (с января до мая) природная «за-

слонка» в этой зоне открыта, но фитопланктон не может развиваться из-за слабой инсоляции и льдов. Только весной, когда льды исчезают и солнечная радиация возрастает, поступившие на поверхность биогенные элементы могут реализоваться фитопланктоном, что и наблюдается в виде его весеннего цветения. Ослабление слоя скачка осенью и в начале зимы приводит к появлению осенней вспышки фитопланктона, более слабой, чем весенняя.

В умеренной зоне слой скачка отсутствует на протяжении четырех месяцев (с февраля по май).

В тропической зоне он существует круглый год, и зона потребления питательных солей здесь всегда отрезана от основных их запасов на глубинах.

Широтная зональность слоя скачка, его толщина и значения вертикальных градиентов показаны на рис. 38, который построен для августа северного полушария, т. е. того месяца, когда во всех климатических зонах слой скачка устанавливается наиболее четко. В холодной и умеренной зонах этот слой летом имеет небольшую толщину



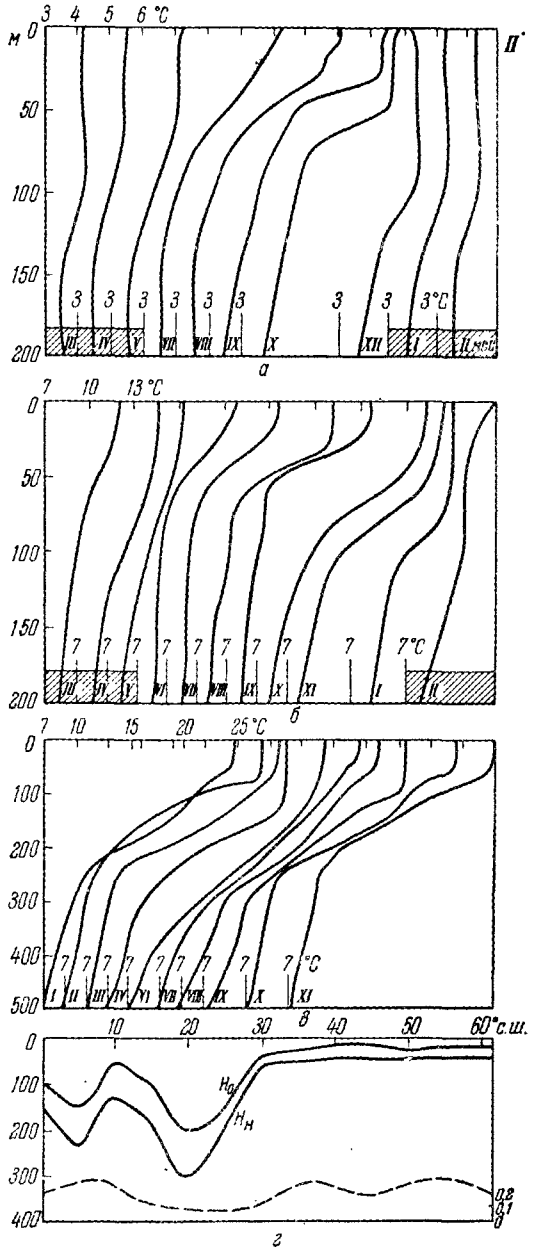


Рис. 38. Слой скачка в океане

I — обычный ход кривых вертикального распределения температуры в океане на разных широтах; *II* — изменение температуры по месяцам на протяжении года в верхнем слое океана для различных климатических зон: *а* — 50° с. ш. (умеренная зона); *б* — 35° с. ш. (аридная зона); *в* — 18°с. ш. (северная окраина экваториальной зоны); *г* — широтное изменение верхней (*Но*) и нижней (*Нн*) границ слоя скачка и вертикальных градиентов в нем (штриховая линия, условное значение) в Тихом океане на разрезе по 150° з. д. (по Китайгородскому и Филюшкину, 1963)

и лежит близко к поверхности океана, в тропиках он залегает глубже, градиент здесь слабее, а в районе экватора слой вновь приближается к поверхности океана. Такая картина наблюдается во всех океанах.

Если бы наличие и положение слоя скачка определялось только термическими причинами, то и развитие фитопланктона протекало бы в двух основных зонах — северной и южной холодной, где этот слой разрывается на несколько месяцев. Вся остальная часть океанов была бы почти безжизненной, несмотря на то, что ниже слоя скачка здесь везде залегают огромные запасы питательных веществ.

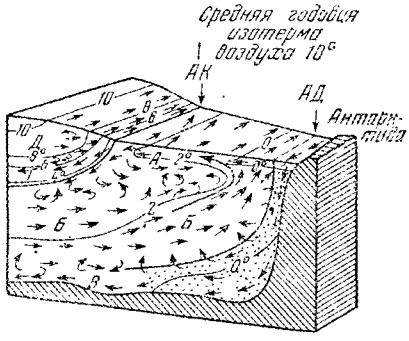


Рис. 39. Схема поперечной циркуляции и основных границ водных масс в Антарктике (по Свердрупу, 1950)

А — поверхностные антарктические воды; *Б* — теплые глубинные воды; *В* — холодные придонные воды; *Г* — промежуточные воды; *Д* — поверхностные субтропические воды

Положение основных гидрологических фронтов: *АК* — антарктическая конвергенция (опускание вод); *АД* — антарктическая дивергенция (подъем вод, обогащенных биогенными элементами к поверхности, в зону фотосинтеза)

Однако большее влияние на положение слоя скачка, наряду с факторами, определяющими поступление и распределение тепла, т. е. связанными с термической зональностью, имеют еще и динамические, в частности, дивергенции и конвергенции. В зоне дивергенции преобладают восходящие потоки, которые приподнимают, а часто и вообще прорывают слой скачка или на весь год, или на определенные периоды. В зонах опускания вод (конвергенции), наоборот, отмечается опускание слоя скачка (Китайгородский и Филюшкин, 1963).

Именно в таких местах и происходит прорыв или значительный подъем к поверхности запасов питательных солей из глубин. Таким образом, если для Мирового океана в целом типично отделение зон накопления биогенных элементов в глубинных водах (за счет распада фитопланктона и зоопланктона, опускающихся из деятельного слоя) от зон их потребления слоем скачка, то это общее правило нарушается в определенных районах как периодическим прорывом слоя скачка под действием зимнего охлаждения, так и постоянным влиянием динамических причин.

Известно, что перемешивание вод может вызываться тепловым движением молекул (молекулярное перемешивание), что не имеет существенного значения в природе, или путем перемещения водных масс с одного места на другое (молярное перемешивание) (Зубов, 1956). Последний вид перемешивания играет особенно важную роль. Молярное перемешивание, в свою очередь, складывается из плотностного (которое только что рассматривалось на примере образования слоя скачка), динамического и биологического.

Плотностное перемешивание особенно больших масштабов достигает, как отмечено выше, в холодной зоне (холодная гумидная и ледовая), в замерзающих частях морей и океанов. Морские воды могут быть перемешаны тем легче, чем меньше вертикальные градиенты плотности, которые и определяют сопротивление, оказываемое водными массами их перемешиванию в вертикальном направлении, или их устойчивость (Зубов, 1956). Если вода однородна по плотности, то для ее перемешивания не требуется противодействия силе тяжести. Если же вода стратифицирована, то для этого необходимо преодоление не только силы тяжести, но и вязкости.

Динамическое перемешивание возникает при относительном движении слоев воды, когда на поверхностях их раздела возникают волны, а затем и вихри, проникающие из слоя в слой и вызывающие перемешивание.

Для наших целей особый интерес представляет вертикальное перемешивание вод океана, *которое приводит к прорыву слоя скачка и выходу* глубинных вод с биогенными элементами на поверхность.

Рассмотрим образование зоны дивергенции на примере Антарктики (рис. 39).

Здесь на вертикальном разрезе выделяются три основных типа вод — холодные поверхностные, теплые глубинные и холодные придонные.

Для верхнего слоя холодных вод характерна температура от 4 до —1° С и соленость 33,8—34,2%, что обусловлено поступлением в поверхностный слой океана больших количеств льда и снега с континента. Этот слой имеет мощность 60—400 *м* с минимумом температуры на глубине 80—100 *м*. В связи с очень низкой температурой антарктические воды стремятся опуститься вниз, особенно во время замерзания льдов, когда к понижению температуры прибавляется еще и увеличение плотности воды за счет льдообразования. В результате плотные холодные воды опускаются по материковому склону Антарктиды, образуя стоковые течения. Другая часть антарктических вод, особенно летних, распресненных таянием льдов, распространяется по поверхности океана.

Отток огромного количества холодных зимних вод от берегов Антарктиды, их уход в глубины вызывает возникновение теплого промежуточного компенсационного течения, в котором участвуют водные массы, сформированные в умеренной и аридной зонах океанов (до 30° ю. ш.). Эти воды лежат под поверхностными антарктическими и имеют мощность от 800 до 4000 *м* при температуре от 0 до 2,5° С и солености 34,1—34,9‰.

Наконец, самый нижний этаж разреза занят холодными антарктическими водами с температурой 0,1—0,5° С и соленостью 34,6—34,8‰. Они распространяются в океанах в придонном слое вплоть до экватора и заходят даже в северное полушарие.

Указанная стратификация в Антарктике наблюдается только за пределами материковой отмели, поскольку на шельфе из-за опускания холодных тяжелых вод постоянно идет перемешивание и устойчивое равновесие отсутствует.

Холодные поверхностные антарктические воды растекаются в Южном океане далеко от берегов континента. Их северной границей служит зона, где они очень резко уходят под более теплые и легкие воды,— зона конвергенции. Дойдя до нее, антарктические воды устремляются вниз по уклону поверхности слоя глубинных вод на север, подобно водопаду (Deacon, 1937).

Для целей нашего исследования еще большее значение имеет другая гидрологическая граница — зона подъема глубинных вод, или зона дивергенции. Здесь к поверхности поднимаются, разрывая слой скачка, теплые глубинные воды, обогащенные биогенными элементами. Образование зоны дивергенции в южном полушарии связано не только с плотностными явлениями и стоковыми течениями, но и со сложным комплексом статических и динамических факторов, в том числе и с течениями. Как было показано К. В. Моронкиным (1958), в зоне антарктической дивергенции области подъема вод могут сложно чередоваться с областями их опускания, причем атмосферные циклоны, проходящие здесь, могут вызывать расширение или смещение дивергенции. Таким образом, подача питательных веществ на поверхность в этой зоне неравномерна в пространстве и во времени, она определяется сочетанием целого ряда факторов.

Местами подъем вод с глубины к поверхности настолько интенсивен, что развитие фитопланктона тормозится влиянием динамических факторов — он отгоняется отсюда течениями.

Если зона дивергенции определяет поступление питательных веществ на поверхность Южного океана, разрывая на больших участках слой скачка, то зона конвергенции, находящаяся севернее ее, определяет

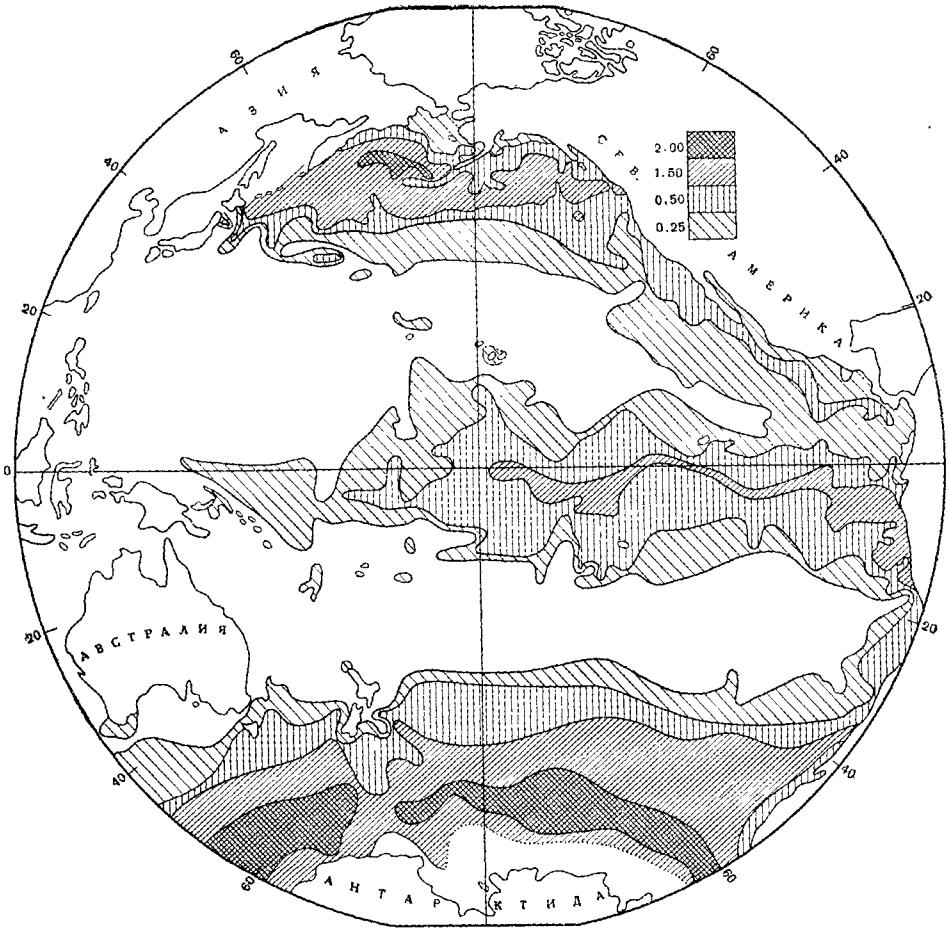


Рис. 40. Распределение фосфатного фосфора (PO_4 — P) в поверхностном слое вод Тихого океана (в *мкг-ат/л*). Видны основные зоны подъема глубинных вод (Reid, 1962)

северную границу распространения вод, богатых биогенами. Здесь температура на расстоянии около 50 *км* меняется на 2—4° С и, что особенно важно, резко падает содержание в воде биогенных элементов: к северу от зоны конвергенции в верхних слоях океана начинается биологическая пустыня.

Таким образом, зона конвергенции является исключительно важным барьером, определяющим распределение растительной и животной жизни в океанах. На это обстоятельство, как и на значение в природе зон дивергенции, в литологической литературе внимания не обращалось. «Зона конвергенции является барьером в океане, разграничивающим распределение растительной и животной жизни столь же резко и эффективно, как это делают горные хребты и пустыни на суше» (Ommaney, 1953).

На примере антарктической дивергенции, выраженной наиболее четко и приводящей в конечном счете к накоплению огромных масс кремнистого материала, мы видим, что образование таких уникальных условий требует сочетания термических и динамических факторов, связанных с климатической зональностью. Сами эти линии или зоны являются основными границами климатических зон в Антарктике: к югу от дивергенции располагается холодная антарктическая зона, между конвергенцией и дивер-

генцией — субантарктическая и к северу от конвергенции — умеренная. Вместе с тем, эти гидрологические границы являются в океанах также границами биологическими и литологическими.

В настоящее время делаются попытки теоретически определить положение основных зон подъема вод и их интенсивность.

Для Тихого океана интересные данные об областях дивергенции могут быть получены из анализа карты распределения фосфатного фосфора в поверхностном слое вод (Reid, 1962) (рис. 40). Фосфор является одним из наиболее дефицитных и важных элементов биогенного комплекса, он очень быстро утилизируется фитопланктоном и в заметных количествах может существовать на поверхности только в местах подъема вод. Вне этих мест фосфор находят в виде следов. Расположение зон, обогащенных фосфором, замечательно совпадает с расположением зон высокой продукции $C_{орг}$ или высокой продукции $SiO_{2аморф}$ во взвеси, кремнистой взвеси и кремнистых осадков. Здесь четко выделяются три пояса — наиболее интенсивный южный, менее выраженный северо-тихоокеанский, захватывающий и моря (в Охотском и Японском морях не показано), и, наконец, экваториальный, более четко выраженный на востоке океана и постепенно выклинивающийся на западе.

Расположение основных зон подъема вод в Мировом океане по разным источникам сведено мной на рис. 41.

Имеются ли какие-нибудь особенности кремненакопления в морях и чем оно отличается от океанского?

Берингово, Охотское и Японское моря принадлежат к группе так называемых проходных (Зубов, 1956). Они являются многопроливными и соединяют Тихий океан с другими морями. Это обстоятельство чрезвычайно важно для обеспечения биологического кремненакопления. Дело в том, что процессы биологической экстракции идут здесь в таких грандиозных масштабах, что если бы моря не сообщались с океаном и питались бы кремнеземом только за счет берегового стока, то при существующих масштабах биогенного осадконакопления, в Беринговом море, например, годового запаса кремнезема, поступающего с речными водами, хватило бы менее чем на одни сутки!

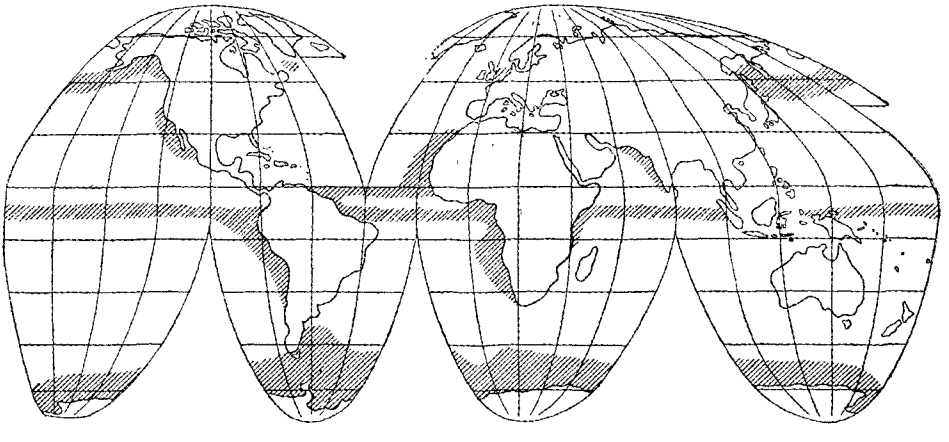


Рис. 41. Области подъема глубинных вод и высокой продуктивности фитопланктона по разным данным. Заштрихованы области высоких биомасс фитопланктона, в основном диатомового

Некоторые данные о приходо-расходном балансе кремнезема, фосфора и железа — основных элементов, необходимых для развития фитопланктона в Беринговом море,— приведены в табл. 20 (Лисицын, 1965). Количе-

ство кремнезема, которое ежегодно используется фитопланктоном, вычислено мной на основании определения первичной продукции $C_{орг}$ (900 млн. *т*), определенной по кислороду (Иваненков, 1964) и по характерному отношению $C/SiO_{2аморф}$, которое равно 1,9. По этим данным можно определить количество кремнекислоты, ежегодно связываемой фитопланктоном в процессе фотосинтеза. Значительная часть кремнезема затем вновь возвращается на поверхность.

Таблица 20

Баланс кремнезема и фосфора в Беринговом море

Элемент или соединение	Приходная часть баланса			Расходная часть баланса. Количество, используемое фитопланктоном, млн. *т*	Дефицит, млн. *т*
	Поступление с речным стоком, млн. *т*	Поступление из Тихого океана, млн. *т*	Итого ежегодный приход, млн. *т*		
$SiO_{2аморф.}$	4	750	754	1710	—956
P	2	15	17	36	—19
Fe	0,2	2,8	3	261	—258

Примечания: 1. Поступление тихоокеанских вод в Берингово море 150 000 *км*³ в год, среднее содержание кремнезема в них 5000 *мг/м*³, фосфора — 100 *мг/м*³, железа — 19 *мг/м*³ (только взвешенное); 2. Жидкий сток рек 412 *км*³.

Рассмотрение этой таблицы показывает, сколь незначителен вклад рек водосбора Берингова, а также Охотского и Японского морей в баланс кремнезема в этих водоемах. Из Тихого океана в Берингово море с глубинными водами поступает кремнезема почти в 200 раз больше, чем из водосбора этого моря (Лисицын, 1965).

Современное кремненакопление в морях в больших масштабах вне связи с динамическим резервуаром кремнезема Мирового океана невозможно. Не было возможным оно и в прошлом.

Дальневосточные моря являются как бы огромными природными биогенными экстракторами кремнезема. Океанские воды в них поднимаются к поверхности, в слой фотосинтеза, где их кремнезем и другие биогенные элементы могут использоваться фитопланктоном.

Понятно, что чем больше поступление биогенных элементов к поверхности, тем больше и годовая продукция, в том числе и продукция связанного кремнезема.

Сила дивергенции для морей определяется прежде всего их положением в определенных климатических зонах. Как мы знаем, дивергенция имеет место в пределах 50—70° северной и южной широты, а также в экваториальной зоне и у западных берегов континентов. В других районах Мирового океана дивергенция в больших масштабах не отмечается и кремнистые осадки там ни в океанах, ни в морях в сколько-нибудь заметных количествах не накапливаются.

Но и в пределах зон дивергенции далеко не всюду они реализуются в виде кремнистых осадков. Прежде всего это определяется силой дивергенции — она неодинакова в разных местах, например, очень слаба в северной части Атлантического океана. Кроме того и воды, поднимающиеся здесь к поверхности, содержат мало кремнезема.

Что касается морей, обрамляющих океаны и, в частности северную часть Тихого океана, то важнейшим обстоятельством, определяющим возможность накопления в них кремнистых осадков, помимо положения в зоне дивергенции, является связь этих морей с океаном.

Сила связи моря с океаном может определяться количественно отношением объема рассматриваемого моря к сумме площадей наименьших сечений всех его проливов. Эта величина называется, по Н. Н. Зубову (1956), показателем обособленности моря.

Общая площадь проливов Командорско-Алеутской гряды, соединяющих Берингово море с Тихим океаном, составляет 731 *км*², а показатель его обособленности — 5053.

Площадь проливов, соединяющих с Тихим океаном Охотское море, равна всего 194 *км*², а показатель его обособленности — 6344. Это море более обособлено от океана, чем Берингово.

Показатель обособленности, однако, также еще не полностью определяет возможность кремненакопления в морях, расположенных в зонах дивергенции. Дело в том, что кремнезем, как известно, распределен в океане по вертикали крайне неравномерно: в слое фотосинтеза до изобаты 100 *м* кремнезема почти нет, в глубинных же водах его повсюду очень много. Если в море через проливы поступают воды только из поверхностного слоя, то кремненакопления ожидать не приходится (рис. 43). Такие условия существуют в Средиземном море.

Если поступление вод идет через глубокие проливы, то затрагивается основной глубинный запас океанского кремнезема, появляется материальная возможность для кремненакопления. Можно привести ряд примеров, когда моря, соединенные с океаном мелководными проливами, оказываются почти лишенными кремнезема, и, наоборот, моря, соединенные глубокими проливами и расположенные в зонах дивергенции, являются местами, где в огромных масштабах идет и шло в геологическом прошлом накопление кремнистых осадков.

В других случаях мелководность самих морей не дает возможности для выхода богатых кремнеземом глубинных вод на поверхность. Так, например, Баренцово море, расположенное в зоне дивергенции, является шельфовым и, естественно, что в его пределы попадают в основном воды верхнего 200-метрового слоя океана, крайне бедные кремнеземом. В таком же положении находятся Северное, Балтийское и многие Арктические моря. По ледовым условиям и положению Чукот-

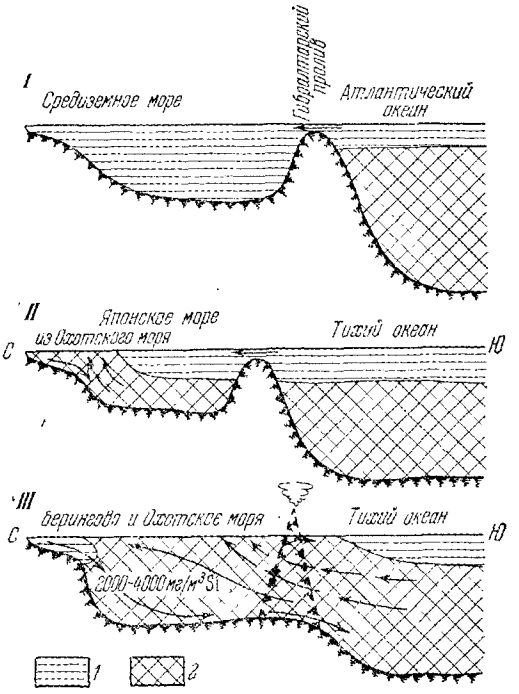


Рис. 42. Типы связи морских водоемов с динамическим резервуаром Мирового океана

1 — поверхностные воды с малым содержанием кремнезема; *2* — глубинные воды с высоким содержанием кремнезема. *I* — средиземноморский тип. В море из океана через мелководный пролив поступают только поверхностные воды, бедные кремнеземом; биогенное осаждение кремнезема невозможно; *II* — тип Японского моря. С юга поступают поверхностные воды Тихого океана, бедные кремнеземом, с севера — из Охотского моря — богатые кремнеземом. В северной части Японского моря подъем глубинных вод, биогенное осаждение кремнезема; *III* — тип Охотского и Берингова морей. Глубинные воды Тихого океана через глубоководные проливы поступают в глубоководные части морей, где поднимаются к поверхности (дивергенция). Идет в больших масштабах биогенное осаждение кремнезема

ского моря на севере зоны дивергенции северного полушария можно было бы ожидать кремненакопления в его южной части. Однако глубина здесь всего 30—50 *м*, и кремненакопление поэтому, естественно, не развивается. К тому же воды из Тихого океана идут в Чукотское море через все Берингово и, в частности, через широкий Восточный шельф, где почти нацело лишаются кремнезема.

Если расположить в ряд водоемы по их размерам, то кремненакопление определяется:

1) в океанах — наличием и силой зон дивергенции;

2) в морях — силой их связи с океанскими запасами кремнезема и расположением в зонах дивергенции;

3) в морях, слабо связанных с динамическим резервуаром океана,— главным образом, поступлением кремнезема с суши со стоком;

4) в озерах — поступлением кремнезема исключительно со стоком.

Таким образом, масштабы кремненакопления, возможности использования всего мирового запаса кремнезема в том или ином водоеме зависят и от морфометрии, они сокращаются вместе с уменьшением размеров водоема.

СВЯЗЬ ЗОНАЛЬНОСТИ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ С ЗОНАЛЬНОСТЬЮ ПОСТУПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННОГО И КАРБОНАТНОГО БИОГЕННОГО МАТЕРИАЛА

Зональное распределение $SiO_{2аморф}$ в осадках и его сочетание с другими факторами

Из рассмотрения рис. 41 видно, что далеко не всегда зоны подъема вод находят отражение на дне в виде зон кремнистых осадков. Это наблюдается у западных берегов Африки, Северной Америки (близ Калифорнии), Южной Америки.

Чем объясняется такое явление?

Для анализа этого необходимо прежде всего вспомнить закономерности распределения разбавляющего материала, которые были рассмотрены нами на примере распределения $SiO_{2силик}$. В самом деле, у западных берегов Африки, Северной и Южной Америки темпы поступления терригенного материала намного превышают темпы поступления биогенного кремнезема, и, вполне естественно, здесь не приходится ожидать накопления кремнистых осадков, хотя абсолютные массы кремнезема, осаждающегося на дно, могут быть значительными. В «конкурентной» борьбе побеждает терригенный, а иногда и биогенный карбонатный материал (в зоне карбонатонакопления до глубины 4600—5500 *м*).

Итак, образование осадков, обогащенных кремнеземом, возможно только там, где поступление большого количества биогенных элементов к поверхности (условия своего рода природной гидропоники) сочетается с малыми темпами поступления терригенного и биогенного карбонатного материала (рис. 43).

Сочетание этих факторов определяет и положение основных границ зон кремнистых осадков. Так, в Южном океане линия конвергенции служит барьером для проникновения карбонатных организмов с севера и диатомового планктона — с юга. Эта граница очень постоянна. Как показали многолетние исследования, она смещается на протяжении года не более чем на 100—120 *км* и исключительно четко отражена в донных осадках — это северная граница зоны диатомовых илов Южного океана.

Положение южной границы пояса кремненакопления в Южном океане определяется интенсивностью поступления терригенного, айсбергового материала. Там, где интенсивность меньше, диатомовые осадки ближе подходят к берегам континента, а местами даже выходят и на шельф (зал. Олаф Прюдс и другие участки).

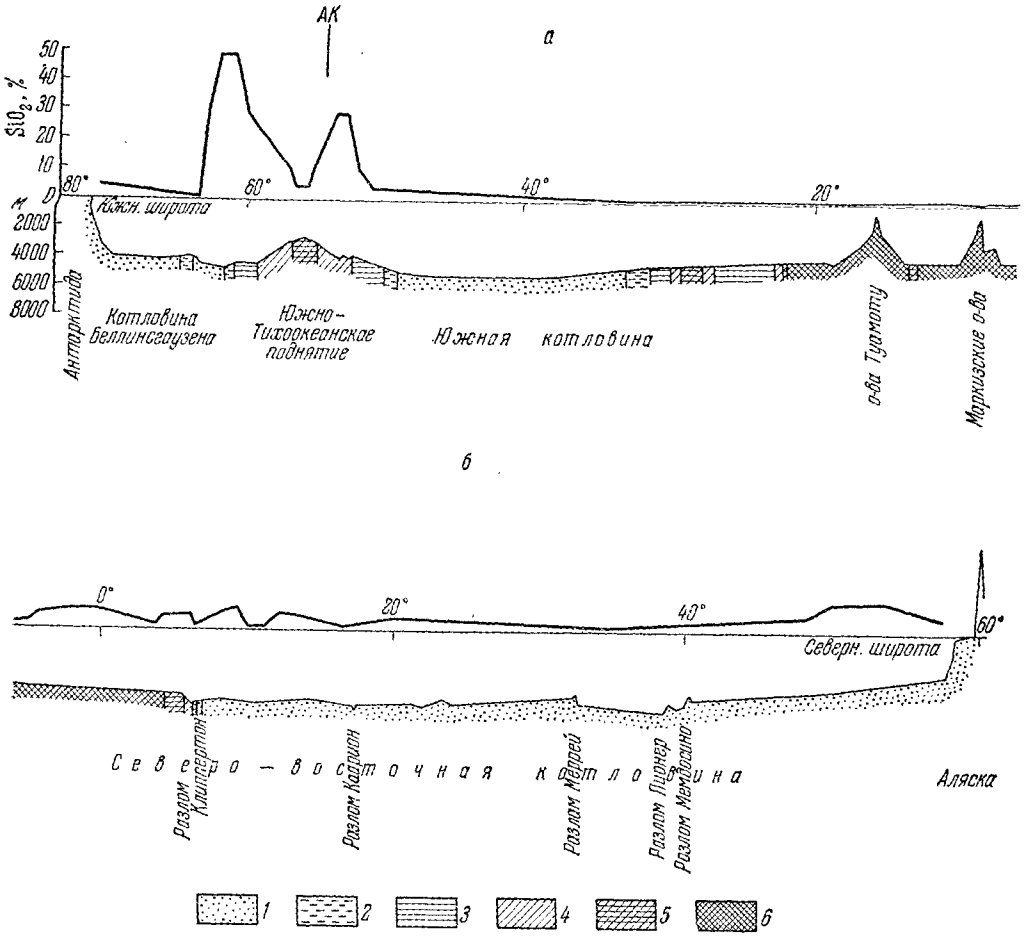


Рис. 43. Содержание аморфного кремнезема на меридиональном разрезе через Тихий океан по 140° з. д. (кривая верхней части графика) в сопоставлении с содержанием $CaCO_3$ в осадках (штриховка в нижней части графика): *а* — южная, *б* — северная части океана. *АК* — антарктическая конвергенция. Содержание карбонатного разбавляющего материала в %

1 — меньше 1; *2* — от 1 до 10; *3* — от 10 до 30; *4* — от 30 до 50; *5* — от 50 до 70; *6* — более 70

Аналогично положение и северной зоны кремненакопления: со стороны экватора она ограничена конвергенцией, со стороны материков — поступлением терригенного материала.

Для экваториальной зоны особенно большое значение имеет конкурентное карбонатное осадкообразование, оно даже в зонах подъема экваториальных вод повсеместно перегоняет кремнистое. Поэтому только там, где существуют запретные условия для накопления карбонатных осадков, ниже критических глубин, идет накопление кремнистых осадков. Со стороны материков эта зона также ограничена поступлением терригенного материала.

Исключительный интерес, представляет сравнение общего количественного распределения и форм кремнезема в донных осадках со взвесью с поверхности океана из тех же районов.

На основании анализа трансокеанских разрезов, выполненных через Тихий и Индийский океаны, а также сопоставления всех картографических материалов можно, отбросив мелкие детали, построить общую схему

связи количественного распределения и основных форм кремнезема в Мировом океане в зависимости от климатической зональности (рис. 44).

Во взвеси четко выделяется южный пояс кремненакопления — наиболее широкий, с максимальными концентрациями $SiO_{2аморф}$ во взвеси.

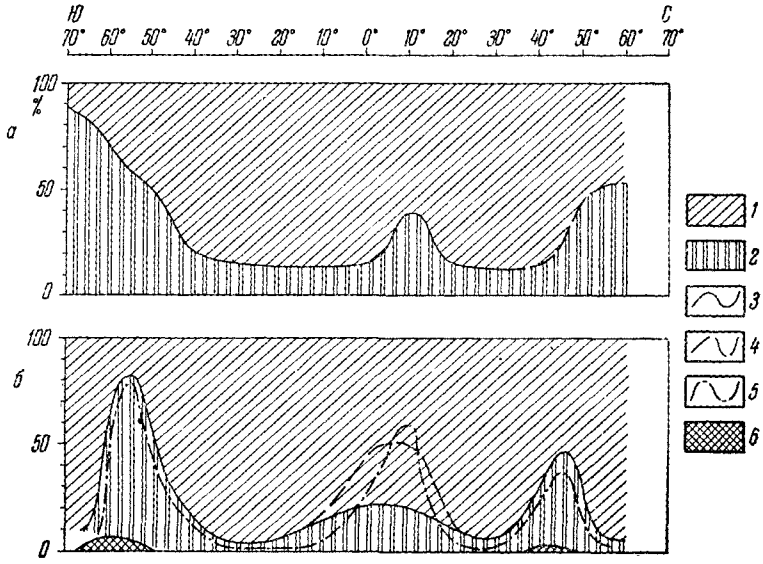


Рис. 44. Распределение аморфного и силикатного кремнезема на меридиональном разрезе через Тихий океан во взвеси из поверхностного слоя вод (*а*) и в донных осадках (*б*)

1 — терригенный кремнезем (силикатный и кварцевый); *2* — биогенный аморфный кремнезем. Количественное распределение биогенных остатков: *3* — диатомовых водорослей; *4* — диатомовых экваториальной зоны (этмодискусы); *5* — радиолярий и силикофлагеллят; *6* — кремневых губок

Несмотря на поступление значительного количества обломочного материала, индикатором которого является силикатная двуокись кремния, процессы биогенного кремненакопления в южном поясе протекают на поверхности океана быстрее, чем терригенное разбавление взвеси силикатным материалом. Резкое падение концентрации аморфного кремнезема во взвеси наблюдается близ зоны антарктической конвергенции.

Далее почти до самого экватора концентрация кремнезема сохраняется низкой: здесь аморфный кремнезем составляет всего 10—20% от общего количества двуокиси кремния во взвеси. Обычное его содержание в сухой взвеси здесь меньше 1%.

Основную роль во взвеси тропической зоны и умеренного пояса южного полушария играет силикатная форма двуокиси кремния. В сравнительной узкой экваториальной зоне — области экваториальной дивергенции — вновь несколько возрастает продукция биогенного кремнезема. В разных океанах и различных районах океанов ширина этой зоны может изменяться, она смещается то к северу, то к югу в зависимости от положения дивергенции.

Северная аридная зона находит отражение в составе взвеси новым понижением роли биогенного кремнезема и господством силикатного.

Наконец, северная зона кремненакопления выражена только в Тихом океане, поэтому на рис. 44 она показана пунктиром. Здесь биогенное кремненакопление слабее, чем в южном полушарии, оно прерывисто, и на схеме показаны пиковые и обычные значения.

Картина распределения основных двух форм двуокиси кремния в донных осадках не является копией разреза по взвеси. При сохранении общих тенденций к обогащению аморфным кремнеземом в трех зонах, выделенных во взвеси, здесь имеют место многочисленные и весьма существенные отличия.

В южной зоне кремненакопления выделяется довольно узкий максимум, отделенный от прибрежной зоны Антарктиды полосой низких относительных содержаний аморфного кремнезема. В отличие от взвеси, в донных осадках из этого пояса хорошо видно поступление больших количеств разбавляющего силикатного материала. Вследствие этого относительное количество аморфного кремнезема падает. К осевой части кремневого пояса, где интенсивность биогенного кремненакопления перегоняет темп разбавления осадка терригенным материалом, биогенный кремнезем доминирует.

В умеренном и южном аридном поясах наблюдается новое резкое снижение темпа биогенной седиментации кремнезема. Снижается также и темп поступления разбавляющего материала, и все же именно этот материал преобладает в осадках: снижение темпа биогенной седиментации идет быстрее, чем терригенной.

Экваториальный пояс кремнистых осадков намного шире, чем зона обогащения аморфным кремнеземом взвеси. Сезонные, годовые и многолетние колебания положения зон подъема вод фиксируются в донных осадках в виде расширенной зоны кремненакопления. Наряду с этим взвешенный материал по мере его опускания на дно смещается по горизонтали, однако этот процесс не играет столь большой роли, как колебания зон дивергенции.

Экваториальный пояс кремненакопления выходит в своих краевых частях из собственно экваториальной зоны (она простирается на 8—10° к северу и к югу от экватора), достигая 20° с. и ю. ш., однако здесь содержание аутигенного кремнезема уже незначительно и ось пояса кремненакопления совпадает с экватором. В этом поясе накопление аморфного кремнезема идет пятнисто, только в понижениях рельефа и лишь на глубинах более критической.

Наконец, в северном поясе кремненакопления протекают те же конкурентные процессы взаимодействия между разбавляющим силикатным материалом и биогенным аморфным, что и в южном. Силикатный материал здесь всюду количественно преобладает, вблизи от его источников.

Зональность распределения кремнистых организмов в поясах кремненакопления. Формирование основных типов кремнистых осадков

Мы установили зональность основных факторов современного кремненакопления, которые определяют потенциальные возможности этого процесса: поступление питательных солей, необходимых для развития кремнистого фитопланктона, приток разбавляющего материала и др. Однако реализация этих потенциальных возможностей в виде кремнистой взвеси и кремнистых осадков идет очень многообразно: в разных зонах образуются разные комплексы фитопланктона, часто в пределах даже одной зоны образуется несколько таких комплексов. Дополнительно к материалам, приведенным в настоящем сборнике для Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики, северной части Тихого океана и дальневосточных морей, а также экваториальной зоны Тихого океана, мы даем микроскопические подсчеты распространенности остатков различных кремнистых организмов в пределах зон кремненакопления южной части Атлантического океана (по Pratje, 1951) (рис. 45).

Из сопоставления всех этих данных следует, что в основных поясах кремненакопления, которые определяются зонами подъема вод (дивер-

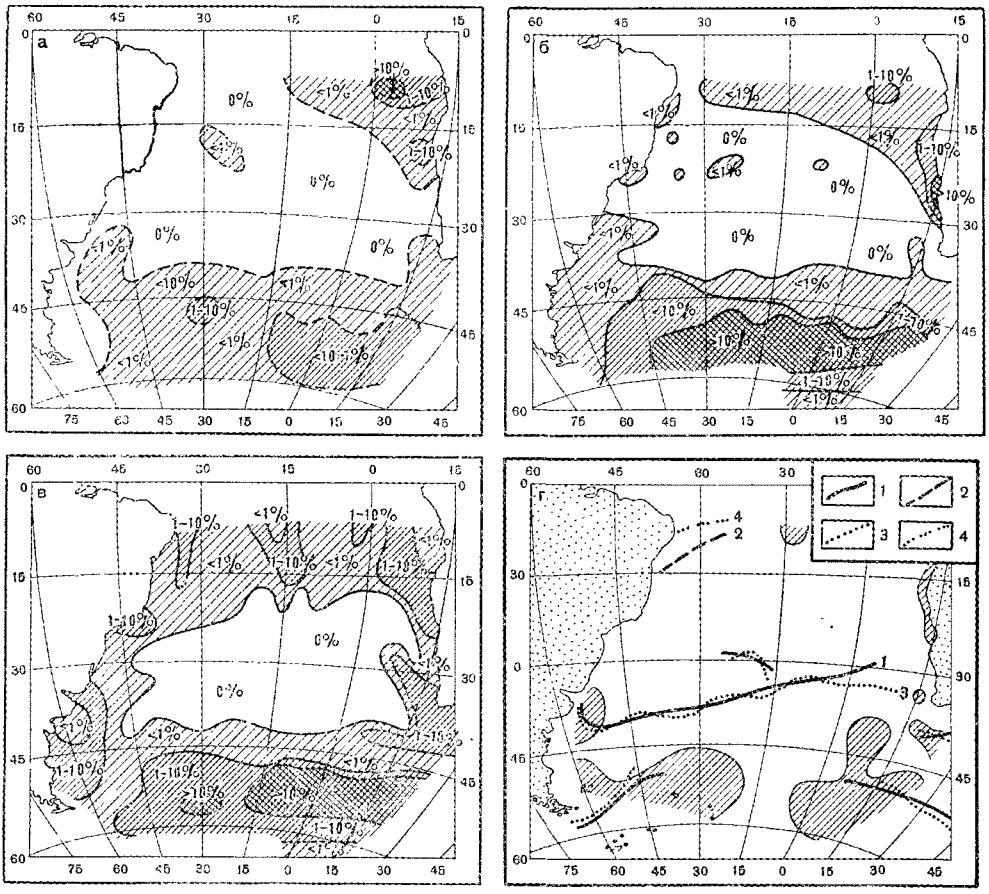


Рис. 45. Количественное распределение различных видов кремнистых остатков организмов в донных осадках Южной части Атлантического океана, по данным микроскопического исследования проб (Pratje, 1951)

а — радиолярии; *б* — диатомовые водоросли; *в* — спикулы губок; *г* — силикофлагелляты. Здесь же (*г*) показано положение зон конвергенции для лета (*1*) и для зимы (*3*) и зоны дивергенции для лета (*2*) и для зимы (*4*)

генции), отлагаются весьма разнообразные кремнистые осадки, хотя максимумы различных организмов-кремненакопителей совпадают — все они лежат в пределах этих поясов. На зональность процесса кремненакопления со всеми его разнообразными вариантами накладывается еще в реальных донных осадках зональность терригенного материала. Она проявляется как в общем его количестве, о чем уже говорилось, так и в его составе — комплексе обломочных и глинистых минералов, геохимических особенностях. Имеет место также зональная поставка эолового терригенного материала (рассмотрена выше на примере распространения кварца).

К этому еще добавляется зональность количественного распределения и качественного состава бентических организмов (некоторые из них могут играть роль руководящих ископаемых), а также зональность некремнистого планктона, в частности карбонатного материала.

На нижнем графике рис. 42 показана роль различных организмов с кремневыми панцирями и иглами в накоплении аморфного кремнезема. Ясно видно, что преобладают повсеместно диатомовые водоросли, только в некоторых местах в экваториальной зоне они сменяются диатомово-радиоляриевыми осадками, а в высоких широтах в отдельных участках крем-

невой зоны отмечаются вспышки бентических кремневых организмов — губок, не играющих сколько-нибудь заметной роли в экваториальной зоне. Диатомово-радиоляриевые осадки не являются единственными в экваториальном поясе: здесь широко распространены также и чисто диатомовые этмодискусовые илы.

Наложением разнообразных факторов и определяются конкретные особенности состава донных осадков, и в частности кремнистых, в разных частях океана. То же самое происходило и в отложениях геологического прошлого.

Таковы общие закономерности распределения современных кремнистых осадков. Из их анализа следует, что образование этих отложений зависит от сложного сочетания целого ряда факторов, большая часть которых не учитывалась или недооценивалась при литологических исследованиях.

ВЫВОДЫ

1. Зоны поступления кремнезема в моря и океаны на тысячи километров отстоят от зон накопления кремнистых осадков.

3. Зоны современного кремненакопления сравнительно узки, они протягиваются по параллелям или почти по параллелям и местами опоясывают весь земной шар (в южном полушарии).

3. В современных донных осадках четко выделяются три основных пояса кремненакопления — два субполярных и один экваториальный.

4. Изучение кремнистых осадков под микроскопом показывает, что все современные кремнистые осадки биогенные. В их сложении основную роль играют (в порядке убывания значения) диатомовые водоросли, радиолярии, кремневые губки, силикофлагелляты. Основное значение (более 70% от современного кремненакопления) имеют диатомовые водоросли. Максимумы кремненакопления совпадают для всех кремнистых организмов, однако радиолярии наибольшее развитие приобретают в экваториальной зоне, а губки — в субполярных зонах.

5. Осаждение абиогенного кремнезема, как показало изучение большого количества препаратов под микроскопом и электронно-микроскопические анализы осадков, а также все другие виды исследований, нигде в Мировом океане не наблюдается. Теория осаждения кремнезема путем адсорбции, предложенная Г. Бином и др. (Bien, Contois, Thomas, 1958), не подтверждается фактическим материалом.

6. Нигде не проявляется и влияние вулканизма на современное кремненакопление. Это понятно, так как кремнезем находится в природных морских и океанских водах в состоянии резкого недосыщения и, поступая в воду из любых источников, в том числе и из вулканов, он перемешивается, «обезличивается», в динамическом резервуаре Мирового океана.

7. Только в строго определенных областях Мирового океана возможна реализация запасов растворенного кремнезема из динамического резервуара океана в виде кремнистой взвеси и осадков. Появление зон обогащения донных осадков кремнеземом и накопление кремнистых осадков определяются условиями распределения фитопланктона (главным образом диатомовых водорослей, в меньшей степени — кремневых жгутиковых) и связанных с ним пищевых цепей кремневого зоопланктона (радиолярии).

Фактором, диктующим появление зон высокой продукции диатомовых водорослей, является поступление в зону фотосинтеза достаточного количества питательных солей из глубинных слоев океана. А это возможно только в уникальных зонах Мирового океана — в зонах дивергенции.

При существующем плане размещения материков наибольшего развития достигает южная зона дивергенции, где к поверхности поднимается

особенно много глубинных вод, которые приходят на смену опускающимся вниз переохлажденным антарктическим. При ином размещении материков, в частности при расширении акватории моря в северном полушарии, там тоже могли бы возникнуть условия для оживления подъема вод.

В отличие от полярных дивергенций, связанных с плотностными явлениями, экваториальная в значительной мере обусловлена динамическими факторами — наличием системы исключительно сильных и противоположных по направлению течений. Связь размещения кремнистых осадков с климатическими зонами, таким образом, не прямая, а косвенная и тем не менее очень близкая, поскольку границы зон дивергенций и конвергенций в океане совпадают с климатическими.

Распределение кремнезема в донных осадках связано в конечном счете с глобальными особенностями распределения питательных солей в поверхностном слое вод океана (зона фотосинтеза, до 100 *м*).

8. Далеко не во всех местах, где широко развит кремнистый планктон и воды обогащены кремнистой взвесью, она реализуется в виде кремнистых осадков. Здесь вступает еще ряд факторов, которые определяют размещение кремнистых осадков на дне и их концентрацию. Среди этих факторов большая роль принадлежит гидродинамическому. Кремнистые осадки никогда не встречаются на подводных поднятиях, на бровке материкового склона и на его наиболее крутых участках, в зоне волнового воздействия, т. е. там, где невозможно накопление алевритового и тонкого пелитового материала.

9. Но и там, где для накопления кремнистых панцирей и кремнистого детрита в пределах кремниевых зон существуют благоприятные условия, кремнистые осадки накапливаются далеко не всегда. Это связано с влиянием разбавляющего взвесь и осадок материала, главным образом карбонатного и терригенного. Кремнистые осадки накапливаются только там, где темп его поступления ниже темпа поступления кремнезема. В частях морей и океанов, прилегающих к суше, накопление кремнистых осадков затушевывается поступлением терригенного материала, в результате чего зоны их в сторону суши всегда сменяются зонами терригенного или карбонатного материала.

10. В зонах карбонатонакопления наиболее значителен темп поступления карбонатного материала, здесь он является определяющим. В связи с тем, что на глубинах 4600—6000 *м* карбонатный материал в морях и океанах почти нацело растворяется, его разбавляющая роль здесь снимается, и поэтому в экваториальной зоне кремненакопление прослеживается только на «сверхкритических» глубинах. Таким образом, распределение кремнистых осадков в экваториальной зоне косвенно подчинено батиметрическому контролю. Прямого влияния на это глубина не оказывает, если она не определяет гидродинамических факторов (запретные условия в волновой зоне) или растворение разбавляющего кремнезем фораминиферового материала. Хотя на больших глубинах сохранность панцирей обычно несколько хуже — преобладает детрит,—накопление кремнистых осадков здесь все же не приостанавливается.

11. Накопление современных (и древних) радиоляриевых илов идет только в экваториальной зоне океана. Возможность этого здесь определяется глубиной (в среднем более 4600—5000 *м*) и поступлением терригенного разбавляющего материала. Поскольку темп поступления радиоляриевого материала в донные осадки намного ниже интенсивности поступления кремнистого диатомового материала, эти осадки практически никогда не встречаются в морях и на глубинах меньше 4600 *м*, т. е. являются и являлись типичными океанскими. В качестве примеси к диатомовому материалу радиолярии распространены намного шире и достигают южного и северного полярного круга.

12. В морях кремненакопление в больших масштабах возможно только при наличии тесной их связи с глубинными водами океанов, с динамическим резервуаром океана. Обычно масштабы биогенного осадконакопления в морях (например в дальневосточных) в сотни раз выше, чем ежегодное поступление кремнезема из водосборов этих морей.

ЛИТЕРАТУРА

Алексина И. А. О распределении аутигенного кремнезема в илистых осадках средней части Каспийского моря.— Докл. АН СССР, 1960, **130**, № 3.

Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960.

Безруков П. Л. Осадкообразование в северной и центральной частях Индийского океана.— Межд. геолог. конгресс, XXII сессия. Геология дна океанов и морей. Изд-во «Наука», 1964*а*.

Безруков П. Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 64, 1964*б*.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960.

Безруков П. Л., Лисицын А. П., Романкевич Е. А., Скорнякова Н. С. Современное осадкообразование в северной части Тихого океана. В сб.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Безруков П. Л., Мурдмаа И. О., Саидова Х. М., Филатова З. А. Об осадках и донной фауне северной части Восточно-Китайского моря.— Oceanologia et Limnologia. Sinica, 1958, **1**, № 3.

Белов Н. А и Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л., Изд-во «Морской транспорт», 1961.

Беляев Г. М. Работы по донной фауне морей и океанов, проведенные советскими учеными. Результаты исследований по программе МГГ.— Океанологические исследования, 1962, № 7.

Беляева Т. В. Состав и распределение диатомовых водорослей в поверхностном слое осадков Тихого океана.— Океанология, 1963, III, вып. 4.

Беляева (Сечкина) Т. В. Диатомовые в поверхностном слое осадков северо-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 46, 1961.

Беляева (Сечкина) Т. В. Диатомовые в поверхностном слое осадков Японского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 46, 1961.

Бродская Н. Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 115, 1952.

Бруевич С. В. К геохимии кремния в море.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.

Виноградов А. П. и Бойченко Е. А. Разложение каолина диатомовыми водорослями.— Докл. АН СССР, 1942, **37**, № 135.

Гершанович Д. Е. Новые данные о современных отложениях Берингова моря.— Труды ВНИРО, т. 46, 1962.

Гершанович Д. Е. Современные осадки залива Аляска.— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов, М., Изд-во АН СССР, 1964.

Гусев А. В. и Пастернак Ф. А. Некоторые замечания о донной фауне Антарктических вод.— Докл. АН СССР, 1958, **123**, № 5.

Дерюгин К. М. Фауна Кольского залива и условия ее существования.— Зап. АН VIII, серия XXXIV, т. 1, 1905.

Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Жузе А. П., Королева Г. С., Нагаева Г. А. Диатомовые водоросли в поверхностном слое донных осадков Индийского сектора Антарктики.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 61, 1962.

Жузе А. П., Петелин В. П., Удинцев Г. Б. К вопросу о происхождении диатомовых илов с *Ethmodiscus rex(wall.)* Hendy.— Докл. АН СССР, 1959, **124**, № 6.

Зубов Н. Н. Основы учения о проливах Мирового океана. М., Географгиз, 1956.

Иванейков В. Н. Гидрохимия Берингова моря. М., Изд-во «Наука», 1964.

Китайгородский С. А. и Филюшкин Б. Н. Слой температурного скачка в океане.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 66, 1963.

Козлова О. Г. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики. М., Изд-во «Наука», 1964.

Лисицын А. П. К обработке результатов механического анализа морских осадков.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 19, 1956.

Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах. В сб.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана.— В сб.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Лисицын А. П. Взвешенные вещества в океане.— Бюлл. океанографической комиссии АН СССР, 1962, № 10.
Лисицын А. П. Донные осадки шельфа Антарктиды.— В сб.: «Дельтовые и мелководноморские отложения». М., Изд-во АН СССР, 1963.
Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., Изд-во «Наука», 1965.
Лисицын А. П. Донные осадки и взвесь Южного океана.— Атлас Антарктики, т. II. М., ГУГК (в печати).
Лисицын А. П. и Живаго А. В. Рельеф дна и осадки Южной части Тихого океана. Сообщение 1.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 2. Сообщение 2. Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 3.
Морошкин К. В. Гидрологические исследования Советской антарктической экспедиции на д/э «Обь».— Информ. бюлл. Сов. антарктич. экспедиции, 1958, № 3.
Мухина В. В. Биостратиграфическое расчленение донных отложений на ст. 3802 в экваторпальной зоне Тихого океана.— Океанология, 1963, III, вып. 5.
Петелин В. П. О современных кремнево-губковых морских осадках.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIX, 1954, вып. 1.
Праудмэн Д. Динамическая океанография. ИЛ, 1957.
Прянишников Д. Н. Агрохимия. М., ОГИЗ, 1940.
Рожков Е. В. и Горецкий Ю. К. Современные кремневые отложения. Происхождение и классификация кремневых опаловых пород.— Труды ВИМС, т. 177, 1945.
Савилов А. И. Экологическая характеристика донных сообществ беспозвоночных Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 46, 1961.
Самойлов Я. В. Отложения кремнезема органического происхождения (кремнистые биолиты, силико-биолиты).— Труды Ин-та прикл. минер. и метам., вып. 18, 1925.
Самойлов Я. В. и Рожкова Е. В. Отложения кремнезема органогенного происхождения.— Труды ВИМС, т. 18, 1925.
Семина Г. И. Распределение фитопланктона в центральной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 41, 1960.
Семина Г. И. Фитопланктон центральной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 51, 1952.
Семина Г. И. Фитопланктон центральной части Тихого океана на разрезе по 174° з. д., ч. II. Количество клеток фитопланктона.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 71, 1963.
Соколова М. Н. и Пастернак Ф. А. Количественное распределение и трофическая зональность донной фауны в Бенгальском заливе и Андаманском море.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 64, 1964.
Страхов Н. М. К вопросу о классификации осадков современных морей и озер малой минерализации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 3.
Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев Н. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолиздат, 1963.
Страхов Н. М., ред. Методы изучения осадочных пород, т. 1, 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков (пер. с англ.). М.— Л., ОНТИ, 1936.
Усачев П. И. Микрофлора полярных льдов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 3, 1949.
Ушаков Д. В. Некоторые особенности распределения донной фауны у берегов Антарктиды.— Информ. бюлл. Сов. антарктич. экспедиции, 1963, № 40.
Филатова З. А. Количественный учет донной фауны юго-западной части Баренцова моря.— Труды ПИНРО, вып. 2, 1945.
Филатова З. А. и Нейман А. А. Биоценозы донной фауны Берингова моря.— Океанология, 1963, III, вып. 6.
Чумаков В. Д. О содержании взвешенного кремния в морской воде.— Труды Сов. антарктич. экспедиции, т. 19, 1961.
Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолиздат, 1948.
Arrhenius G. Origin and accumulation of alumosilicates in the ocean.— Tellus, 1954, 6.
Arrhenius G. Pelagic sediments.— The Sea, v. 3. Intersci. publ., № 4. London, 1963.
Bien G. S., Contois D. E., Thomas W. H. The removal of soluble silica from fresh water entering the sea.— Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 14, 1958.
Correns C. W. Der Anteil des Staubes an der Bildung der Sedimentgesteine.— Z. Vereines Dtsch. Ingr., 1953, 95.
Coupin C. Acad. sci., 1922, t. 175.
Deacon G. The hydrology of the Southern Ocean.— Discovery Repts, 1937, XV.

E m e r y K. O. Sediments and water of Parsian Gulf.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists v. 40, № 10, 1956.
G l a w i o n H. Staub und Staubfaffe in Arosa.— Beitr. Phys. freien Atmos., 1938, 23.
G o l d b e r g E. D. Determination of opal in marine sediments. — J. Marine Res., 1958, 17.
H a n z a w a S. Diatom (Ethmodiscus) ooze obtained from the tropical Southwestern North Pacific Ocean.— Rec. Oceanogr. Work. Japan, 1935, 7, № 1.
H a r t T. J. Notes on practical methods for the study of marine diatoms.— J. Marine Biol. Assoc. U. K., 1957, 36.
H i d a k a K., O g a w a K. On the seasonal variations of currents in terms of wind stress over the oceans.— Rec. Oceanogr. Works Japan, 1958, 4, № 2.
H o u g h J. L. Sediment distribution in the Southern Ocean around Antarctica.— J. Sediment. Petrol., 1956, 24, № 4.
H u l l W. Q., K e e l H., K e n n y J., G a m s o n B. W. Diatomaceous earth.— Industr. and Engng. Chem., 1953, 45.
H u s t e d t F. Die Kieselalgen Deutschlands, Oesterreichs und der Schweiz mit Berücksichtung der übrigen Länder Europas sowie der angrenzenden Meersgebiete. In «L. Rabenhorst's Kryptogamen-Flora von Deutschland. Oesterreich und der Schweiz», Bd. VII, T. I, 1930.
I l e r R. K. Colloid chemistry of silica and silicates. Cornell Univ. Pres, 1955.
K a r s t e n G. Das phytoplankton des Antarktischen Meeres des Atlantischen Ozean nach dem Materialder deutschland tiefsee-Expedition 1898—1899.—Wissensch. Ergebn. der deutsch. im See-exped. auf Dampfer—Valdivia, Bd. II, H. 1—3. 1905.
K e l l e r W. D., B a l g o r d W. D., R e e s m a n A. L. Dissolved products of artificial pulverized silicata minerals and rocks. P. 1. J. Sediment Petrol., 1963, 33, № 1.
K o l b e R. W. Diatoms from equatorial Atlantic cores.— Repts Swedish Deep-Sea Exped, 1954, VII, № 3.
K o l b e R. W. Diatoms from equatorial Indian Ocean cores. Repts Swedish Deep-Sea Exped, 1947—1948, 1960, IX, № 2.
K r a u s k o p f K. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures.— Geochim. et cosmochim. acta, 1956, № 1/2.
K r a u s k o p f K. The geochemistry of silica in sedimentary environments. In «Silica in sediments». Tulusa, 1959.
K r a u s k o p f K. The geochemistry of silica in sedimentary environments. In «Silica in sediments», Tulusa, 1959.
L e w i n J. C. Silification Physiology and biochemistry of Algae. N. Y., London, Acad. Press, 1962.
L i v i n g s t o n e D. A. Data of geochemistry Sixth Edition. Chap. G. Chemical composition of rivers and lakes.— Geol. Surv. USA Profess. Paper 440-G, 1963.
M a n n A. Report on the diatoms of the Albatross Voyages in the Pacific Ocean 1888—1904.— Contrib. US Nat. Herbar, V. 10, 5. Smits. Inst. Washington, 1907.
M u r r a y J., I r v i n e R. On silica and siliceous remains of organisms in modern seas.— Proc. Roy. Soc. Edinburgh. 1890—1891, 18, 229.
M u r r a y J. and L e e G. The depth marine deposit of the Pacific. — Mem. Museum comp. sool., vol. 38, 1909, № 1.
M u r r a y J., R e n a r d A. F. Report on deep-sea deposits. London, 1891.
N a y n d u Y. R. Recent sediments of the North-East Pacific. I. Internat. Oceanogr. Congr. Preprints. Washington, 1959.
O m m a n n e y F. The Antractic Ocean.— Geogr. Mag., № 2/6, 1953.
P r a t j e O. Die Kieselsäureorganismen des Südatlantischen Ozeans als Leitformen in den Bodenablagerungen.— Dtsch. Hydrogr. Z., 1951, 4, H. 1/2.
R e i d I. L. On circulation, phosphate — phosphorus content and zooplankton volumes in the upper part of the Pacific Ocean.— Limnol. and Oceanogr., 1962, 7, № 3.
R e v e l l e R. Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie of its Seventh Cruise.— Carnegie Inst. Wash. Publ., 556, 1944.
R e v e l l e R., B r a m l e t t e M., A r r h e n i u s G., G o l d b e r g E. Pelagic sediments of the Pacific. Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1955, № 62.
R e x R. W., G o l d b e r g E. D. Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean. — Tellus, 1958, 10.
R i e d e l W. R. Siliceous organic remains in pelagic sediments.—In «Silica in sediments», 1959.
S c h o t t G. Geographie des Indischen und Stillen Ozeans. Hamburg, 1935.
S e i v e r R. The silica budget in the sedimentary cycle.—Amer. Mineralogist, 1957, 42.
S v e r d r u p H. U., J o h n s o n M. W., F l e m i n g R. H. The oceans. N. Y., Prentice — Hall, 1946.
W a k e e l S. K. and R i l e y. Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, 25.
W h i t e D. E., B r a n n o c k W. W., M u r a t a K. I. Silica in hot spring waters.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1956, 10.
W i s e m a n I. D., H e n d y N. I. The significance and diatom content of a deep-sea floor sample from the neighbourhood of the greatest oceanic depth.— Deep-Sea Res., 1953, № 1.

О. Г. Козлова, В. В. Мухина
Институт океанологии АН СССР

ДИАТОМОВЫЕ И СИЛИКОФЛАГЕЛЛЯТЫ ВО ВЗВЕСИ И В ДОННЫХ ОСАДКАХ ТИХОГО ОКЕАНА

ВВЕДЕНИЕ

Задача настоящей работы заключается в том, чтобы определить количественную роль диатомей и силикофлагеллят (кремневых жгутиковых водорослей) в накоплении кремнистых осадков в Тихом океане. В этих целях было предпринято параллельное исследование диатомей и силикофлагеллят, начиная от деятельного слоя океана и кончая донными осадками. Исходным материалом явилась водная взвесь, собранная последовательно в поверхностных водах и в поверхностном слое донных осадков (рис. 1). Водная взвесь, полученная на мембранные фильтры и сепарацией (Лисицын, 1955, 1959), позволила выяснить пути формирования диатомовых осадков в Тихом океане.

Для всех географических зон океана от берегов Антарктиды до Анадырского залива Берингова моря получены данные, характеризующие количество, видовой состав диатомей и силикофлагеллят во взвеси и в донных осадках.

В результате проведенных исследований удалось объяснить причины несовпадения районов обильного развития диатомей в поверхностных водах с областями формирования диатомовых илов.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

В работе использовалась взвесь, собранная на мембранных фильтрах, полученная сепарацией, и пробы донных осадков с поверхности дна Тихого океана. Исследованный материал по взвеси на мембранных фильтрах получен по двум меридиональным разрезам, пересекающим Тихий океан от берегов Антарктиды до его северных границ.

Первый разрез проходит по 140° з. д. в северной части океана и по 109° з. д. в южной части (рис. 2). Второй разрез начинается в Анадырском заливе, проходит он по 174° з. д. и дополняется в южной части океана разрезом по 160° з. д. (рис. 3).

Взвесь собрана во время 10, 26, 29, 34-го рейсов э/с «Витязь» и 3-го рейса д/э «Обь».

Каждая проба взвеси на мембранных фильтрах получена в результате фильтрации 1—4 *л* воды.

Для изучения диатомовых и силикофлагеллят ткань мембранного фильтра необходимо обесцветить в жидком канадском бальзаме. При этом достигается хорошая видимость структуры диатомей. Изучение фильтров

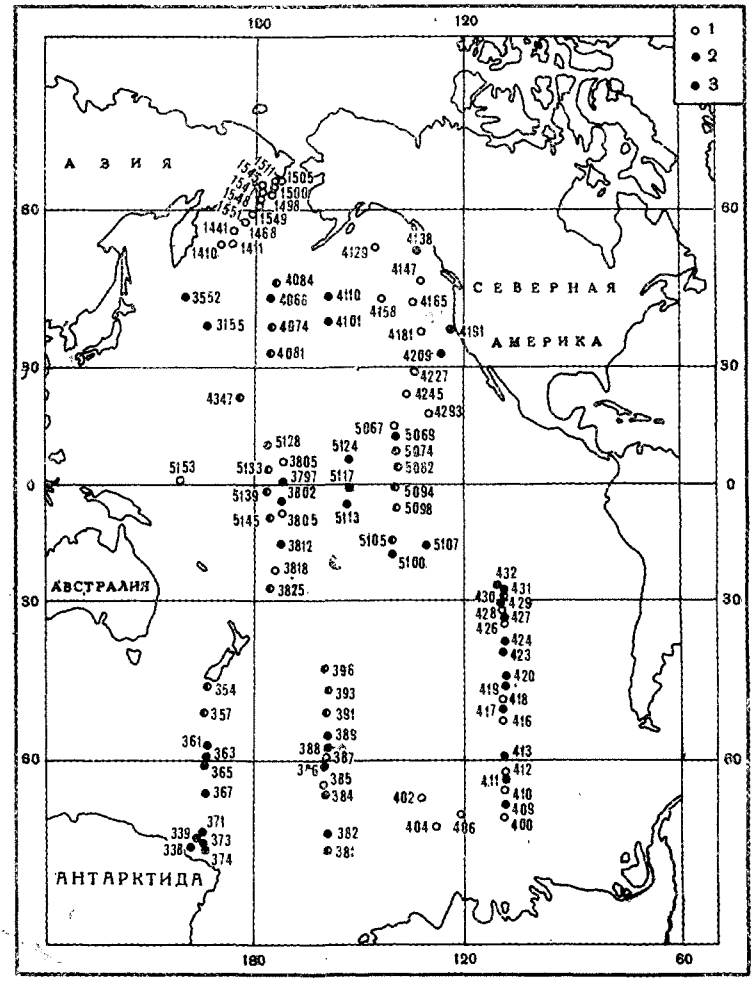


Рис. 1 Расположение исследованных станций, на которых кремниевые водоросли определялись во взвеси на поверхности и в толще вод (1), в осадках с поверхности дна океанов (2), во взвеси и в осадках (3)

проводится в биологическом микроскопе с окуляром 7 и иммерсионным объективом — 90. Просматривается $^1/_2$ или $^1/_4$ часть поверхности фильтра в зависимости от концентрации на нем органогенных остатков. В каждом фильтре производится подсчет клеток диатомей и силикофлагеллят на 1 $м^3$, а также определение их видового состава. В итоге работ изучено 646 фильтров, собранных на 68 станциях обоих меридиональных разрезов.

Количественное распределение диатомей в водах южной части Тихого океана определялось также в 38 пробах сепарационной взвеси. Каждая из них получена в результате фильтрации от 100 до 200 $м^3$ воды из слоя 0—7 *м*. Количество диатомей вычислялось в 1 *г* сепарационной взвеси.

Все сепарационные пробы взвеси обрабатывались в концентрированной азотной кислоте для очищения водорослей от органического содержимого.

В осадках с поверхности дна Тихого океана содержание диатомей определялось на 79 станциях, полученных по трем меридиональным разрезам (см. рис. 1). Количество клеток диатомовых и силикофлагеллят определялось на 1 *г* сухого осадка [1].

[1] Все пробы обрабатывались по однотипной методике, принятой в отделе Морской геологии Института океанологии АН СССР. Пробы взвеси изучены О. Г. Козловой. В исследовании осадков Тихого океана принимала участие В. В. Мухина.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КРЕМНИСТЫХ ВОДОРОСЛЕЙ В ВОДАХ И ОСАДКАХ ТИХОГО ОКЕАНА

Результаты наших исследований целесообразно рассматривать по географическим зонам Тихого океана.

Антарктическая зона океана лежит к югу от зоны антарктической дивергенции (70—66° ю. ш.)[1].

Пробы взвеси здесь были собраны осенью 1958 г. во время 3-го рейса д/э «Обь» в южную часть Тихого океана[2].

В поверхностных водах Западного дрейфа температура воды в это время была от —1,4 до 1,78°С.

В поверхностном, 0—25 *м*, слое океана насчитывается 40,3 млн. *кл./м*^{3} диатомей. В слое 50—100 *м* их количество уменьшается до 23,5 млн. *кл./м*^{3} и менее. Наиболее высокое содержание диатомей наблюдалось на поверхности океана в районе ст. 383, где насчитывалось 69,2 мл. *кл./м*^{3}. Высокому количеству диатомей во взвеси на этой станции соответствует содержание аморфного кремнезема больше 30%.

По мере погружения диатомей из поверхностного слоя в глубинные количество их продолжает уменьшаться. Резкий перелом отмечается на глубине 300 *м*. Между 500—3000 *м* содержание диатомей выражается уже величиной в 5,6—0,06% от их количества на поверхности океана.

В осадках антарктической зоны, в районе станций 381, 382, насчитывалось 2,2—2,9 млн. *кл./г*. Исходя из данных по распределению диатомей от поверхностного слоя океана до дна, можно сделать заключение, что в приантарктических районах в осадки поступает максимально лишь 5% от числа диатомей, которое было подсчитано в слое 0—100 *м*. Этот вывод вытекает из сопоставления количества клеток диатомей в 1 *м*^{3} воды и в 1 *г* осадка.

Количественное содержание диатомей определялось также и в сепарационной взвеси (*кл./г* взвеси) для облегчения сопоставления с содержанием их в донных осадках.

В прибрежных водах антарктической зоны насчитывалось от 100 до 380 млн. *кл./г* сепарационной взвеси, а в среднем для зоны — 218,2 млн. *кл./г*. В 1 *г* айсберговых осадков содержание диатомей составляло в среднем 1,06% от их числа в 1 *г* сепарационной взвеси.

Небольшое количество диатомей в айсберговых осадках по сравнению с их числом во взвеси на мембранных фильтрах и сепарационной объясняется слабой устойчивостью к растворению антарктических тонкоокремненных диатомей и высоким терригенным разбавлением их в осадках прибрежных районов Антарктиды.

Обильное развитие диатомей в поверхностных водах Антарктики обеспечивается высокой концентрацией в них биогенных элементов. В период сбора взвеси содержание фосфатов выражалось — 56,5—57,5 *мг/м*^{3}, нитратов — 2,64—4 *мг/м*^{3}, кремния — 680—1350 *мг/м*^{3}. Содержание кремнекислоты оказалось в 2 раза выше, чем в субантарктической зоне, лежащей к северу от зоны антарктической дивергенции, и, кстати сказать, выше, чем где бы то ни было в Тихом океане[3].

Данные по подсчету числа силикофлагеллят показывают, что по сравнению с диатомовыми их содержание во взвеси и осадках в десятки раз меньше. В слое 50—75 *м* было подсчитано только 0,12 млн. *кл./м*^{3}, на глубине 1000 *м* — 0,002 млн. *кл./м*^{3}. В осадках того же района силикофлагелляты встречаются в количестве 0,06—0,19 млн. *кл./г*.

---

[1] Границы антарктической и всех последующих зон даны по координатам исследованных станций.

[2] Количественные данные по распределению диатомовых и силикофлагеллят осреднены.

[3] Гидрохимические данные получены из отчетов 3-го рейса д/э «Обь», а также 10, 26, 29, 34-го рейсов э/с «Витязь».

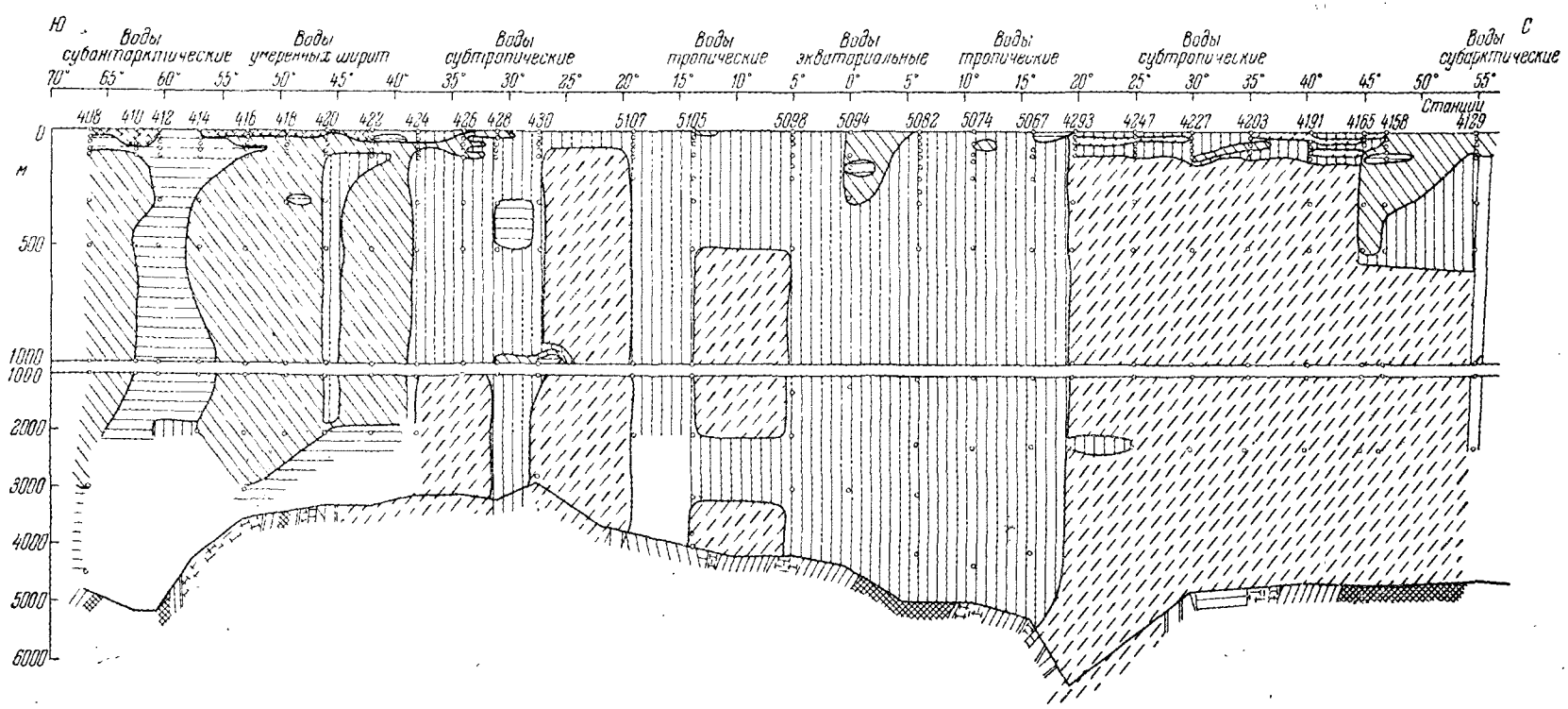


Рис. 2. Количество диатомей во взвеси и в осадках Тихого океана, разрез I (в млн. клеток на 1 $м^3$ воды или 1 г осадка)

Условные обозначения см. рис. 3

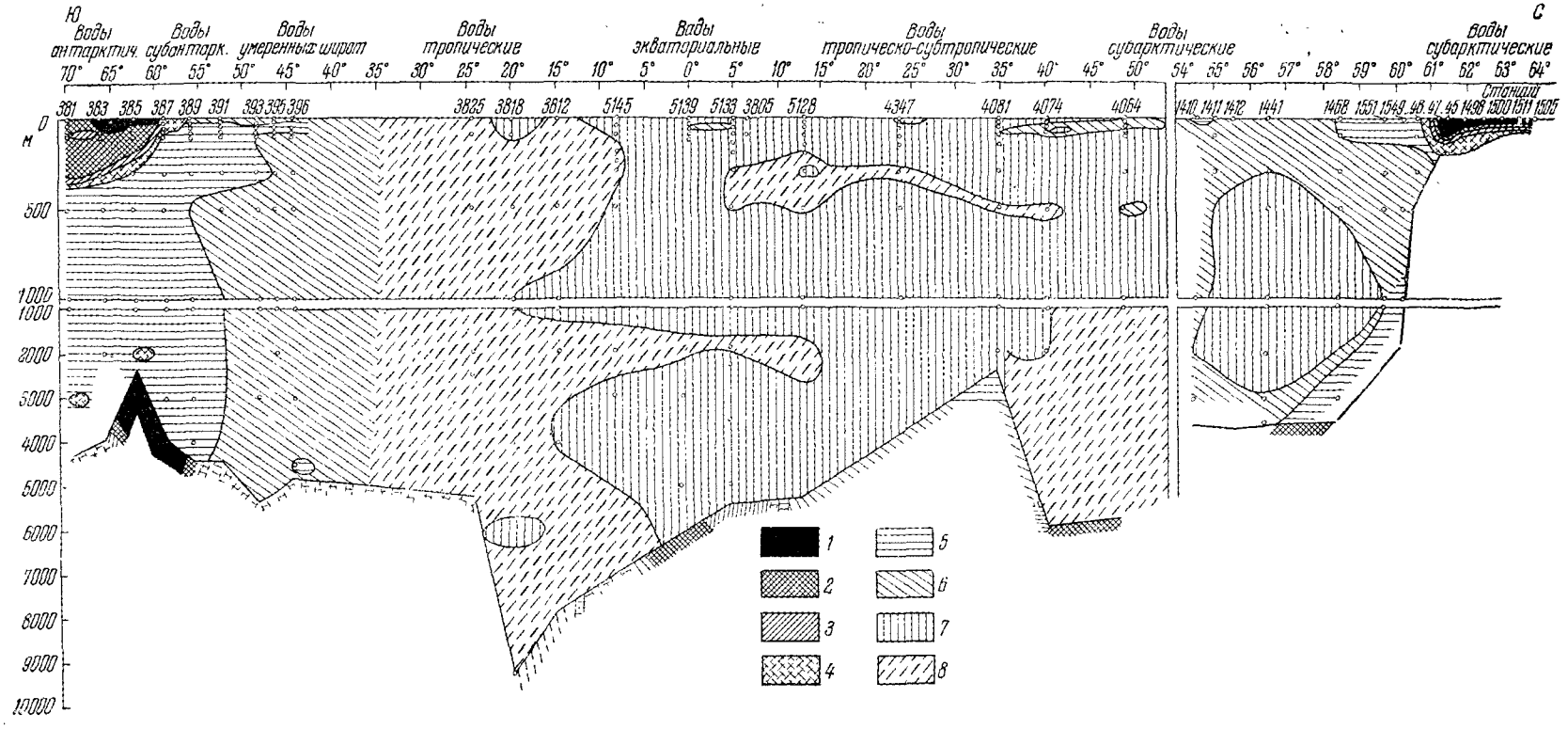


Рис. 3. Количество диатомей во взвеси и в осадках Тихого океана, разрез II (в млн. клеток на 1 $м^3$ воды или 1 г осадка)

1 — 160—40; 2 — 40—10; 3 — 10—2,5; 4 — 2,5—0,5; 5 — 0,5—0,05; 6 — 0,05—0,01; 7 — 0,01; 8 — диатомей нет

Содержание силикофлагеллят во взвеси на два порядка, а в осадках на три порядка оказалось меньше, чем диатомей.

Количественное распределение диатомей во взвести и в осадках южной части Тихого океана было сопоставлено с их распределением в Индийском секторе Антарктики (по трем разрезам — по 20, 77,97° в. д.).

Во взвеси антарктической зоны Индийского сектора Антарктики (летний сезон) в слое 0—25 *м* насчитывалось в среднем 68,7 млн. *кл./м*^{3}, к слою 50—100 — уменьшилось до 18,1 млн. Таким образом, количество диатомей в антарктической зоне Индийского океана в 1,5 раза выше, чем в Тихом. Это объясняется летним состоянием фитопланктона в Индийском секторе Антарктики и осенне-зимним — в Тихоокеанском.

В толще вод между 300—2000 *м* количество диатомей снизилось по сравнению с поверхностным слоем в 16 раз. Здесь сохранилось лишь 0,06% их количества на поверхности океана.

В 1 *г* айсберговых осадков антарктической зоны содержится 0,055—0,7 млн. клеток, т. е. 0,7% от содержания диатомей в слое 0—100 *м*.

Итак, закономерности количественного распределения диатомей на поверхности и в толще вод, а также соотношение количества диатомей в осадках и во взвеси антарктической зоны Тихого океана аналогичны тому, что наблюдается в антарктической зоне Индийского океана.

Субантарктическая зона (66—53° ю. ш.) располагается между зонами антарктической дивергенции и конвергенции.

В поверхностных водах Восточного дрейфа температура воды выше, чем в водах Западного дрейфа. Она увеличивалась от 1° в южных районах до 5, 7°С в северных районах Восточного дрейфа.

Взвесь была собрана в осенний сезон, во время 3-го рейса д/э «Обь». В слое 0—100 *м* в начале апреля содержание диатомей составляло 22,4 млн. *кл./м*^{3}. В конце же месяца оно сократилось до 5,2 млн. *кл./м*^{3}, что было обусловлено окончанием вегетационного периода. По сравнению с водами к югу от зоны антарктической дивергенции этот слой содержит диатомей в 6 раз меньше.

Аморфного кремнезема в пробах взвеси из субантарктической зоны Тихого океана содержалось до 30%.

По вертикали, на глубине 500—1000 *м*, количество диатомей закономерно снижается. Однако в слое 2000—4000 *м* оно заметно увеличивается по сравнению со слоем 500—1000 *м*. На глубинах 2000—4000 *м* содержание диатомей составляет на одних станциях от 25 до 40% их количества на поверхности океана, на других (что более редко) оно увеличивается почти в 2 раза по сравнению с поверхностным слоем.

Таким образом, в толще вод субантарктической зоны сокращение числа диатомей носит более плавный характер, чем в антарктической; кроме того, в глубинных горизонтах здесь отмечается скопление относительно высокого содержания диатомей, чего не наблюдалось в антарктической зоне (рис. 4).

В донных осадках субантарктической зоны, в районе исследования взвеси, содержание диатомей составляло 39,7—46,2 млн. *кл./г*. В среднем оно в 2 раза превышает их содержание во взвеси на мембранных фильтрах из слоя 0—100 *м*. Обилие диатомовых в осадках этой зоны объясняется хорошей сохраняемостью крупных, грубоокремненных океанических диатомей и незначительным их терригенным разбавлением на дне океана.

Количественное распределение диатомей на поверхности вод субантарктической зоны можно также охарактеризовать данными по сепарационной взвеси. В 1 *г* ее насчитывалось от 15 до 120 млн. *кл.*, а в среднем для зоны — 43,3 млн. *кл./г*, что в 5 раз меньше, чем во взвеси из прибрежных районов Антарктиды. В донных осадках субантарктической зоны среднее содержание диатомей в 2 раза выше, чем в сепарационной взвеси.

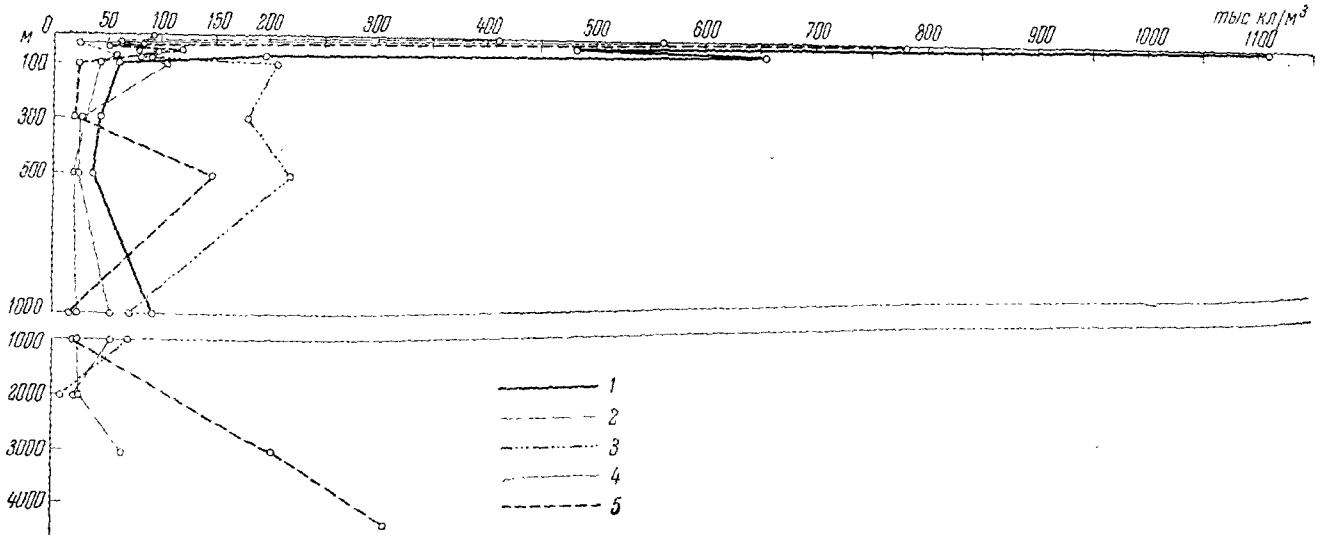


Рис. 4. Количественное распределение диатомовых во взвеси из субантарктической зоны, над диатомовыми илами.

Станции: *1* — 416; *2* — 414; *3* — 412; *4* — 410; *5* — 408

Высокому развитию диатомей в субантарктической зоне благоприятствовало большое содержание в воде биогенных элементов, необходимых для построения клеток: фосфатов — 40,0—57,5 *мг/м*^{3}; нитратов — 3,20—4,56 *мг/м*^{3} и кремния — 100—680 *мг/м*^{3}. В водах антарктической зоны содержание нитратов и фосфатов соответствовало их содержанию в субантарктической зоне, однако количество кремния было значительно выше — 680—1350 *мг/м*^{3}.

В поверхностном (0—100 *м*) слое вод количество силикофлагеллят в среднем составляет 0,024 млн *кл./м*^{3}. На глубине 1000 *м* они обнаружены лишь на одной станции (0,002 млн. *кл./м*^{3}). В донных осадках силикофлагелляты насчитываются в количестве от 0,19 до 5,5 млн. *кл./г*.

Количественное распределение диатомей в водах субантарктической зоны Тихого океана было сопоставлено с их распределением в субантарктической зоне Индийского океана (64—50° ю. ш.). Количество диатомей в слое 0—100 *м* субантарктической зоны Индийского океана равнялось 12,5 млн. *кл./м*^{3}, т. е. их было в 2 раза больше, чем в той же зоне и том же слое в Тихом океане. Это различие можно объяснить сезоном сбора взвеси: летним в Индийском океане и осенне-зимним — в Тихом.

В толще вод между 300—5000 *м* в субантарктической зоне Индийского океана количество диатомей сокращается незначительно, а на отдельных горизонтах их содержание даже аналогично поверхностному. Большая сохраняемость субантарктических диатомей в толще вод объясняет их высокое содержание и в донных осадках. Нередко в осадках количество диатомей соответствовало поверхностному или в 2—3 раза превышало его.

Умеренная зона располагается к северу от зоны антарктической конвергенции, между 56—42° ю. ш.

Здесь, в районе смешения субантарктических и субтропических водных масс, в осенний сезон температура воды на поверхности была от 5 до 15°С.

Во взвеси из поверхностных (0—25 *м*) вод умеренной зоны было подсчитано 0,06 млн. *кл./м*^{3}. В слое 50—100 *м* их содержание повысилось до 0,075 млн. *кл./м*^{3}. Сдвиг количественного максимума к горизонту 100 *м* указывает на окончание вегетации диатомовых и начавшееся опускание отмирающих клеток. Количественный максимум диатомовых в водах умеренной зоны характеризует слой 0—300 *м*. На глубине 500 *м* обычно происходит некоторое снижение содержания диатомей, но к слою 1000—4500 *м* концентрация их возрастает. В придонных горизонтах 3000—4500 *м* характерно увеличение содержания диатомовых до 46—53% от количества их на поверхности океана. Однако абсолютное содержание диатомей в придонных горизонтах при этом остается невысоким — от 0,006 до 0,08 млн. *кл./м*^{3}.

В фораминиферовых илах и красной глубоководной глине, характерных для осадков умеренной зоны, диатомовые встречаются единично. По нашим данным, в поверхностном слое осадков встречается от 0,84 до 1,6 млн. *кл./г*.

В поверхностных водах (0—100 *м*) умеренных широт южной части Тихого океана количество диатомей оказалось примерно на три порядка меньше, чем в субантарктической зоне.

В сепарационной взвеси, собранной в поверхностных водах умеренной зоны, насчитывалось от 0,058 до 5,7 млн. *кл./г*, а в среднем для зоны — 1,5 млн. *кл./г*. В донных осадках исследованной зоны содержание диатомей в среднем равнялось 0,84 млн. *кл./г*, что составляло 53,3% от их количества во взвеси. Накопление диатомей в осадках умеренной зоны лимитируется малой численностью их в поверхностных водах, где доминируют фораминиферы, и разбавлением их в донных осадках раковинами фораминифер.

Развитие диатомей в водах умеренных широт лимитируется содержанием биогенных элементов, которых здесь гораздо меньше, чем к югу от зоны антарктической конвергенции. В поверхностных водах умеренной

зоны количество кремнекислоты в 3,5 раза, а нитратов в 2 раза меньше, чем в субантарктической зоне. То, что бедность вод диатомеями объясняется недостатком биогенных элементов, подтверждают данные по изучению взвеси, а также и планктона на ст. 418 (Наумов, Зернова и др., 1962).

В районе ст. 418 наблюдается подъем к поверхности глубинных вод, богатых биогенными элементами. В поверхностном слое вод этой станции число диатомей в 10 раз больше, чем на близлежащей ст. 420. На ст. 418 в слое 0—75 *м* встречаются и силикофлагелляты (0,004—0,008 млн. *кл./м*^{3}), отсутствующие на других ближайших станциях.

Высокое развитие диатомей в зоне субантарктической дивергенции находит отражение и в донных осадках, где в 1 *г* насчитывается 39,9 млн. клеток (ст. 419).

В слое 0—100 *м* умеренной зоны силикофлагеллят насчитывалось в среднем 0,006 млн. *кл./м*^{3} — в 10 раз меньше, чем диатомей. В интервале глубин 300—1000 *м* они не были обнаружены. Вновь силикофлагелляты появляются на глубинах 3000— 5000 *м*, где составляют 43% от их количества в поверхностном слое. В осадках умеренной зоны их насчитывалось от 0,03 до 1 млн. *кл./г*.

Во взвеси из поверхностных вод (50—75 *м*) умеренной зоны кроме диатомей и силикофлагеллят встречались цисты хризомонад в количестве 0,002 млн. *кл./м*^{3}. Покоящиеся споры хризомонадовых водорослей имеют слабоокремненную оболочку.

Субтропическая зона лежит между 34 и 27° ю. ш.

Здесь в поверхностных водах Южно-Тихоокеанского течения температура воды в осенний сезон колебалась от 16 до 22°С. В этом районе взвесь собирали в мае 1958 г., во время 3-го рейса д/э «Обь».

В слое 0—25 *м* насчитывалось в среднем 0,014 млн. клеток диатомей на 1 *м*^{3}, а на глубине 50—100 *м* — 0,009 млн. *кл./м*^{3}. По данным изучения взвеси, только в слое 0—300 *м* содержание диатомей было наиболее высоким. Снижение количества диатомей происходит на горизонте 500 *м*. На глубине 2000 *м* они обнаружены лишь на одной ст. 428, где составляли 4,9% от их содержания на поверхности океана.

Малое количество диатомовых во взвеси на больших глубинах в субтропической зоне объясняет бедность или нередко полное отсутствие их в карбонатных осадках, присущих этой зоне. В донных осадках четырех исследованных станций (427, 428, 429, 430) субтропической зоны южной части Тихого океана диатомеи не обнаружены.

В субтропической зоне в слое 0—100 *м* количество диатомовых оказалось примерно в 5 раз ниже, чем в водах умеренной зоны. Это можно объяснить, зная бедность субтропических вод биогенными элементами — фосфатами и нитратами — по сравнению с водами умеренных широт. В умеренной зоне содержание фосфатов на поверхности колебалось от 14,4 до 50 *мг/м*^{3} и нитратов— от 0,7 до 3,2 *мг/м*^{3}, а в субтропической — соответственно 3,5—10,5 *мг/м*^{3} и 0,1 *мг/м*^{3}.

Силикофлагелляты в субтропической зоне не встречены.

Далее к северу между 20 и 7° ю. ш. протягивается **тропическая зона**.

В водах Южного пассатного течения температура воды в поверхностном горизонте колебалась от 25 до 29° С. Сборы взвеси здесь производились в осенне-зимний период, в 26 и 34-м рейсах э/с «Витязь». В слое 0—25 *м* насчитывается в среднем 0,005 млн. клеток диатомей на 1 *м*^{3}, на глубинах 50—100 *м* их содержание снижается до 0,003 млн. *кл./м*^{3}; между горизонтами 150 и 300 *м* они не обнаружены. Вновь появляются диатомеи на глубине 500 *м* и сохраняются вплоть до 6000 *м*. Между 3000—6000 *м* содержание их в толще вод оставалось при небольшом абсолютном значении относительно высоким— до 32—50% от их количества на поверхности океана.

Данные по количеству диатомовых в глубинных горизонтах показывают, что в донные осадки тропической зоны попадает незначительное ко-

личество диатомовых соответственно большой бедности их в деятельном слое океана (рис. 5). В поверхностном слое осадков тропической зоны минимальное содержание диатомей было 0,015 и максимальное 1 млн. *кл./г*. В среднем они составляли 2,5% их количества на поверхности океана. Фораминиферовые илы и красная глубоководная глина этой зоны практически лишены остатков диатомей.

Количество диатомовых в слое 0—100 *м* в водах тропической зоны оказалось почти в 2 раза меньше, чем в экваториальной зоне, что является результатом бедности тропических вод солями фосфора, кремния и другими необходимыми для развития этих водорослей питательными солями.

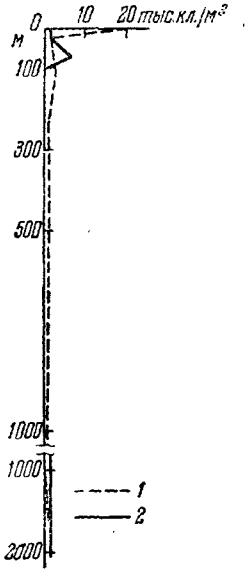


Рис. 5. Количественное распределение диатомовых во взвеси из тропической зоны южного полушария, над карбонатными осадками

Станции: *1* — 5105; *2* — 5107

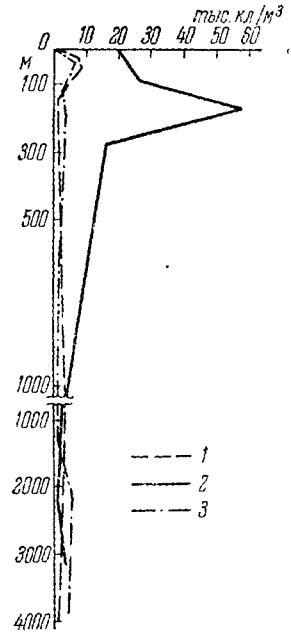


Рис. 6. Количественное распределение диатомовых во взвеси из экваториальной зоны над радиоляриевыми и фораминиферовыми осадками

Станции: *1* — 5082; *2* — 5094; *3* — 5098

Силикофлагелляты встречались в толще вод единичными экземплярами, на глубине 100 *м* их насчитывалось 0,001 млн. *кл./м*³. Столь же редки их находки и в донных осадках этой зоны — 0,06 млн. *кл./г*.

Экваториальная зона ограничена 5° ю. ш. и 6° с. ш.

В этой зоне взвесь собирали в осенне-зимний сезон во время 26 и 34-го рейсов э/с «Витязь». На поверхности океана температура воды была от 26 до 29° С.

Во взвеси на глубине 0—25 *м* диатомовые в среднем дают 0,007 млн. *кл./м*³. На глубине 50—100 *м* количество их увеличилось до 0,008 млн. *кл./м*³, в 2—3 раза больше, чем на этих же глубинах в тропической зоне южного полушария. Максимум содержания диатомей (19 500 *кл./м*³) отмечен в поверхностных водах на ст. 5094, расположенной на экваторе. Количество диатомовых в экваториальных водах в районе этой станции оказалось в 5 раз выше, чем на других станциях зоны, причем оно оставалось высоким во всей 0—300-метровой толще вод (рис. 6). Максимуму численности диатомей в поверхностных водах ст. 5094 соответствует высокое содержание фосфатов — выше, чем на других станциях.

Вместе с увеличением диатомовых в экваториальных районах океана повышается количество аморфного кремнезема во взвеси.

По данным Г. И. Семиной (1960), высокая численность фитопланктона (сетяные сборы) отмечена в районе экваториальной дивергенции (0°). Количество клеток фитопланктона в экваториальных водах оказалось в 2,5 раза больше, чем в зоне северной субтропической конвергенции (22° с. ш.). Наибольшая биомасса зоопланктона отмечалась Н. М. Ворониной между 10—12° с. ш. и 5—10° ю. ш. На богатство диатомовых, силикофлагеллят, кокколитин и перидиней в планктоне экваториальной зоны Тихого океана (00°01′ — 2°00′7″ с. ш., 145°02′ — 145°05′6″ з. д.) указывает и Г. Хасле (Hasle, 1959).

Высокая продуктивность экваториальных вод объясняется наличием мощной дивергенции, в районе которой глубинные воды, богатые биогенными веществами, выносятся близко к поверхности.

Исследование взвеси в экваториальной зоне показало, что обилие диатомовых и других водорослей характеризует в основном поверхностный 0—150-метровой слой. На больших глубинах взвесь оказалась также богатой диатомеями (рис. 6), что отличает эту зону от тропических районов южной части Тихого океана. Как над зоной фораминиферовых, так и над зоной кремнисто-карбонатных осадков в экваториальной зоне содержание диатомей на глубинах 3000—4000 *м* оставалось относительно высоким и составляло 15—64% от их количества на поверхности океана.

В поверхностном слое осадков в 1 *г* насчитывалось 7,8—20,0 млн. клеток, что приближается к нижней границе количества диатомей в океанических диатомовых илах Антарктики.

В экваториальной зоне Тихого океана количество диатомовых в поверхностном слое вод больше, чем в тропических водах обоих полушарий. Это зависит от богатства экваториальных вод минеральными солями (кремнекислоты в 2 раза, фосфатов в 10 раз больше, чем в тропических зонах).

Поверхностные воды экваториальной зоны отличаются от тропических повышенным количеством силикофлагеллят — от 0,0003 до 0,006 млн. *кл./м*^{3}.

На глубинах 3000—4000 *м* в водах экваториальной зоны силикофлагелляты обнаружены лишь на одной станции в количестве 0,0003—0,0005 млн. *кл./м*^{3}. Среди них преобладали представители тепловодного рода *Dictyocha*.

В донных осадках экваториальной зоны силикофлагеллят насчитывалось от 0,56 до 1,32 млн. *кл./г*.

Тропическая зона северной части Тихого океана ограничена 10—16° с. ш.

В водах Северного пассатного течения температура воды на поверхности океана осенью 1961 г. (34-й рейс э/с «Витязь») была 25,9—26,8° С. В этот период здесь собирали водную взвесь.

В слое 0—25 *м* среднее количество диатомовых составляло 0,046 млн. *кл./м*^{3}, а в слое 50—100 *м* — 0,005 млн. *кл./м*^{3}. В слое 200—500 *м* число диатомей сокращается особенно резко, однако на глубине 1000 *м* оно несколько возрастает, а в интервале глубин 2000—4000 *м* вновь сокращается. В придонном слое, 4084—4779 *м*, содержание диатомей составляет максимально 30% и минимально 0,4% от их количества в слое 2000—4000 *м*. В осадках тропической зоны, в красных глубоководных глинах, подсчитано всего 0,9—5,94 млн. *кл./г*.

Силикофлагелляты на глубинах 0—100 *м* встречались в количестве 0,0003—0,002 млн. *кл./м*^{3}. В 1 *г* осадка их насчитывалось от 0,03 до 0,42 млн. *кл*.

Субтропическая зона располагается между 20 и 40° с. ш.

В водах северной субтропической конвергенции и к северу от нее температура воды на поверхности океана зимой 1958—1959 гг. (29-й рейс

э/с «Витязь») колебалась от 15,7 до 22,6° С. Пробы взвеси были собраны на пяти станциях.

Во взвеси на мембранных фильтрах, полученной с разных глубин от поверхности до придонных горизонтов, встречались только диатомовые водоросли.

В северной части зоны (40—25° с. ш.) в слое 0—25 *м* количество диатомей составляло от 0,001 до 0,004 млн. *кл./м*^{3}, а в толще вод между 50 и 100 *м* — от 0,001 до 0,012 млн. *кл./м*^{3}. В южной части зоны (20—25° с. ш.) оно еще меньше. Встречаемость диатомей на горизонтах 0 и 75 *м* не превышает 0,001 млн. *кл./м*^{3}, т. е. сходна с их содержанием на глубинах 75 и 100 *м* в северной части тропической зоны.

В субтропической зоне, как и в тропической, максимум содержания диатомовых приходится на слой 0—100 *м*. Ниже на четырех исследованных станциях взвесь в этой зоне оказалась лишенной диатомей. Только на ст. 4293, на глубине 2000 *м*, они присутствовали в количестве 0,001 млн. *кл./м*^{3}, т. е. как и в поверхностном слое.

Бедность диатомей на поверхности и в толще вод субтропической зоны отражается на их количественном содержании в поверхностном слое осадков. Оно не превышает 0,42—5,79 млн. *кл./г*, а на ст. 4245 диатомеи вообще отсутствовали.

В целом, по результатам изучения взвеси из субтропических вод как в северной, так и в южной части океана они крайне бедны диатомовыми, распространение которых ограничено слоем 0—100 *м*, а количество в 15 раз меньше, чем в более северных субарктических водах.

Силикофлагелляты в водной толще отсутствовали вовсе и лишь на одной станции встречались в осадках в количестве 0,24 млн. *кл./г*.

Умеренная зона лежит между 40 и 56°30′ с. ш.

В водах этой зоны взвесь собиралась на десяти станциях в северной части Тихого океана (осень, 29-й рейс э/с «Витязь», 1958 г.) и в южной глубоководной зоне Берингова моря (июнь, 10-й рейс э/с «Витязь», 1952 г.). Во время сбора взвеси в северной части Тихого океана температура воды на поверхности была от 7 до 11° С.

Во взвеси из слоя 0—25 *м* в среднем насчитывалось 0,063 млн. клеток диатомей на 1 *м*^{3}, а на глубинах 50—100 *м*—0,022 млн. *кл./м*^{3}.

Максимальные количества диатомей в водах умеренной зоны отмечаются в слое 0—100 *м* (рис. 7). К 300—1000 *м* содержание их снижается до 75,8—0,7% от поверхностного.

На севере района в субарктических водах, над областью терригенных осадков, во взвеси, собранной глубже 1000 *м*, диатомовые отсутствуют или содержание их составляет от 0,7 до 27% поверхностного.

Распределение диатомей в глубинных горизонтах вод в средней части зоны над слабокремнистыми осадками и в южной части над красной глиной отличается от их распределения в северной части зоны высоким содержанием диатомей глубже 1000 *м* — максимально до 76,5—100% от их количества на поверхности океана. Это объясняется тем, что в северной части зоны большую роль во флоре играют тонкоокремненные диатомеи, растворяющиеся в основном в слое 50—100 *м*, а в южных глубоководных и удаленных от побережья районах доминируют крупные грубоокремненные океанические диатомеи, которые достигают дна океана с небольшими потерями.

В донных осадках южных районов умеренного пояса подсчитано 8,3—20 млн. *кл./г*.

В целом в субарктических водах Тихого океана количество диатомей в поверхностном слое в сотни раз ниже, чем в субарктической (прибрежной) зоне Берингова моря.

Силикофлагелляты в слое 0—100 *м*, как всегда, количественно уступают диатомовым, на них приходится от 0,002 до 0,025 млн. *кл./м*^{3} (4,2—

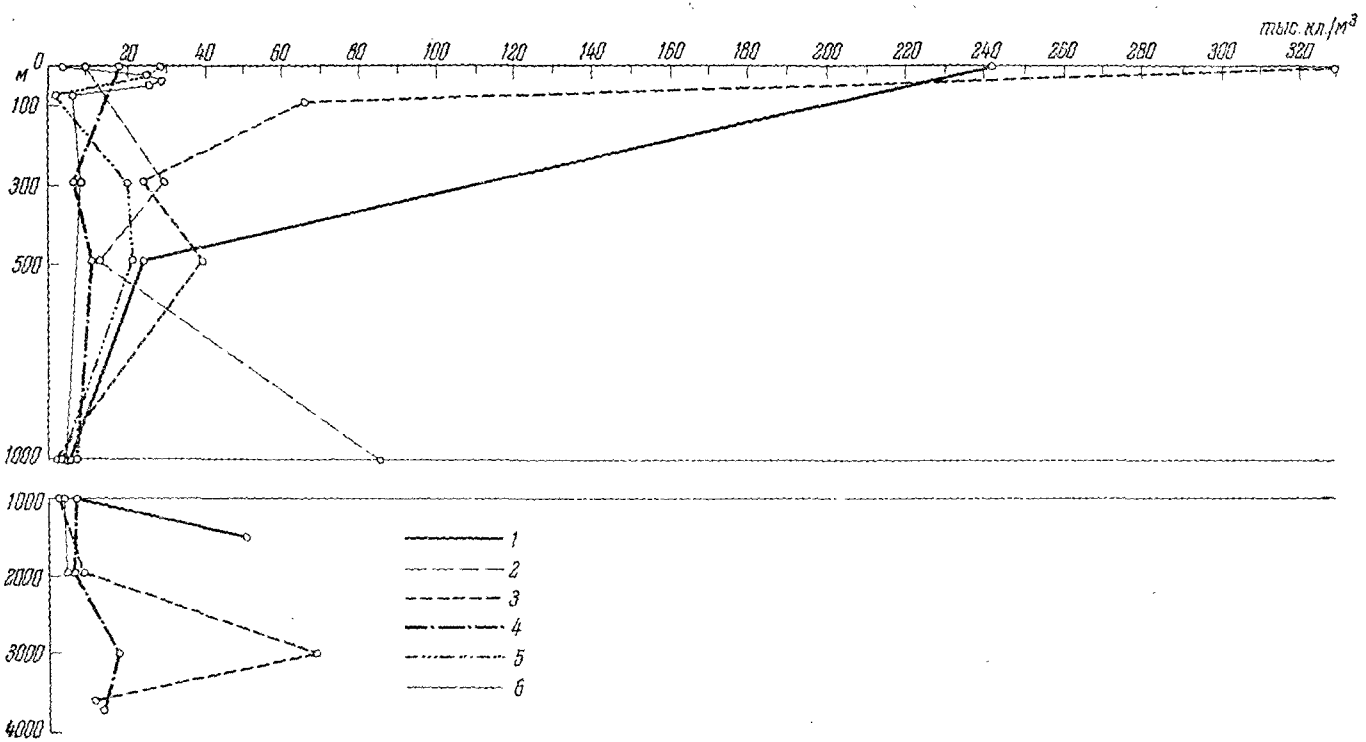


Рис. 7. Количественное распределение диатомей во взвеси из субарктических вод Берингова моря и северной части Тихого океана, над слабокремнистыми диатомовыми илами

Станции: *1* — 1549; *2* — 1551; *3* — 1468; *4* — 1441; *5* — 4064; *6* — 4074;

67,5% от количества диатомовых в слое 0—100 *м*). На глубинах 500—3000 *м* они встречаются в количестве от 0,006 до 0,009 млн. *кл./м*^{3}, в донных же осадках их насчитывается от 0,1 до 0,4 млн. *кл./г* осадка.

К **субарктической зоне** относится Анадырский залив Берингова моря. Исследованные станции располагаются между 63°30′ и 64° с. ш. Количественное распределение диатомей и силикофлагеллят определялось во взвеси пяти станций, из них на трех станциях — только в поверхностном слое, а на двух (станции 1547, 1545) — и в придонном.

Во взвеси из поверхностного слоя вод Анадырского залива концентрация диатомей достигает 52,4—167 млн. *кл./м*^{3}, в среднем — 73 млн. *кл./м*^{3}. В северных районах Тихого океана столь высокого содержания диатомей нам наблюдать не приходилось. На ст. 1545 в придонном слое (200 *м*) сохраняется лишь 1 млн. *кл./м*^{3} или 1% от поверхностного содержания.

В поверхностном слое осадков района ст. 1545 диатомеи составляют 5 млн. *кл./г* (по сообщению Г. С. Королевой). Эти данные показывают, что в осадках Анадырского залива, в районе ст. 1545, захороняется лишь 5,4% от количества диатомей, развивающихся на поверхности моря.

Обычно наиболее богаты диатомовыми поверхностные воды, что связано с высоким содержанием биогенных элементов. В период сбора взвеси в Анадырском заливе, в мае 1952 г., содержание фосфатов определялось в 20—60 *мг/м*^{3}, кремния — 500 *мг/м*^{3} (Мокиевская, 1959).

В субарктических водах Берингова моря количество диатомовых в слое 0—100 *м* составляет в среднем 73 млн. *кл./м*^{3}, а в приантарктических водах на тех же глубинах — 40,3 млн. *кл./м*^{3}. По-видимому, более низкие концентрации диатомей в Антарктике объясняются сезоном года — летним в северо-западной части Берингова моря и осенне-зимним в водах Антарктики. Малочисленность диатомей в донных осадках Анадырского залива (2—5 млн. *кл./г*) и в антарктической зоне (2,2—2,9 млн. *кл./г*), очевидно, зависит от терригенного разбавления их на дне, а также от незначительного поступления диатомей из поверхностного слоя вод. В глубинных горизонтах Анадырского залива количество диатомей составляло от 1,1 до 1%, а в прибрежных районах Антарктики — 0,06—5,6% от их количества в поверхностном слое вод. Низкое содержание диатомей в глубинных горизонтах этих районов объясняется растворением в толще вод основной массы неритических тонкоокремненных диатомей при погружении их на дно.

В водах Анадырского залива, в слое 0—100 *м*, силикофлагелляты встречались в количестве от 0,002 до 0,035 млн. *кл./м*^{3}, уступая на три порядка количеству диатомей на тех же глубинах.

Данные по количественному распределению в Тихом океане диатомей и силикофлагеллят во взвеси на мембранных фильтрах и сепарационной позволяют сделать следующие выводы:

1. Количественный максимум диатомовых приходится на поверхностные воды антарктической зоны и северной части Берингова моря в субарктической зоне. По мере перехода от высоких широт к низким как в южном, так и в северном полушариях вместе с обеднением поверхностных вод биогенными элементами снижается количество диатомовых и силикофлагеллят (рис. 8). И только в экваториальной зоне, где поверхностные воды сравнительно богаты биогенными элементами, содержание кремнистых водорослей в воде и соответственно осадках увеличивается.

2. В южных и северных районах Тихого океана в количественном распределении диатомовых на поверхности и в толще вод имеются некоторые общие черты. В субарктической зоне Берингова моря над терригенными осадками Анадырского залива и в антарктической зоне над айсберговыми осадками моря Росса наиболее богат диатомовыми слой 0—100 *м*. Глубже 100 *м* в обоих районах воды резко обеднены диатомовыми. Придонных

горизонтов в приантарктических районах достигает незначительная часть того количества диатомовых, которое насчитывается на поверхности океана (от 0,06 до 5,6%). Аналогичная картина свойственна, по нашим данным, и Анадырскому заливу Берингова моря. Причина этого лежит

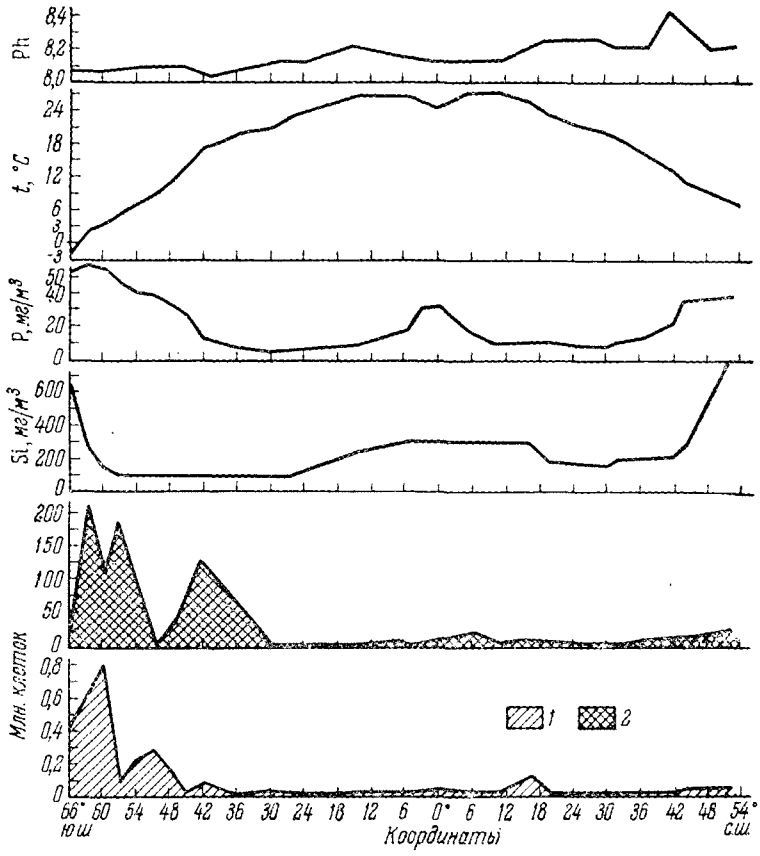


Рис. 8. Количественное распределение диатомей во взвеси из слоя 0—25 *м* (*1* — в млн. *кл./м*³), в осадках (*2* — в млн. *кл./г* осадка), биогенных элементов (Si, P), *t* °C и pH по I разрезу

в плохой сохраняемости неритических видов диатомей, населяющих прибрежные воды. Данные по видовому составу диатомовых в осадках приантарктических районов и Берингова моря показывают, что примерно 65—70% неритических видов, обитающих в высоких широтах Тихого океана, по окончании вегетации растворяются в приповерхностных водах.

3. В отличие от прибрежных районов Антарктики и Берингова моря, в открытых районах Субантарктики и в субарктических водах Тихого океана глубинная взвесь (2000—4500 *м*) богата диатомовыми. Причина этого заключается в повышенной стойкости против растворения океанических диатомовых, которые достигают дна океана и захороняются в осадках. Различные свойства неритических и океанических видов диатомовых по отношению к растворению в толще вод удерживаются для всех зон Тихого океана.

4. Силикофлагелляты концентрируются преимущественно в слое 0—100 *м*. За исключением антарктической зоны, вертикальное распределение силикофлагеллят на больших глубинах идентично их распределению на поверхности различных зон Тихого океана. Силикофлагелляты встречаются вплоть до 5000 *м* и отличаются хорошей сохраняемостью. Однако

в антарктической зоне к горизонту 1000 *м* содержание их уменьшается в десятки раз по сравнению с поверхностным. Численность силикофлагеллят во взвеси и в осадках всех исследованных зон значительно ниже, чем диатомей, что объясняется невысоким развитием их в планктоне океана.

СОПОСТАВЛЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДИАТОМЕЙ ВО ВЗВЕСИ И В ОСАДКАХ

Особенности количественного распределения диатомей во взвеси, собранной с разных глубин водной толщи, позволяет понять их роль в процессе осадконакопления в Тихом океане. Для каждого типа осадков, в распределении которых очевидна связь с географической зональностью получены сведения, поясняющие до некоторой степени причины формирования этих осадков.

Данные о роли диатомовых различной степени окремнения в накоплении кремнистых осадков суммированы на рис. 9.

1. В айсберговых осадках на шельфе Антарктиды (у берега Георга V, берега Отса, земли Виктории и далее на восток — в морях Росса, Амундсена, Беллинсгаузена, в проливе Дрейка и у земли Адели) насчитывалось

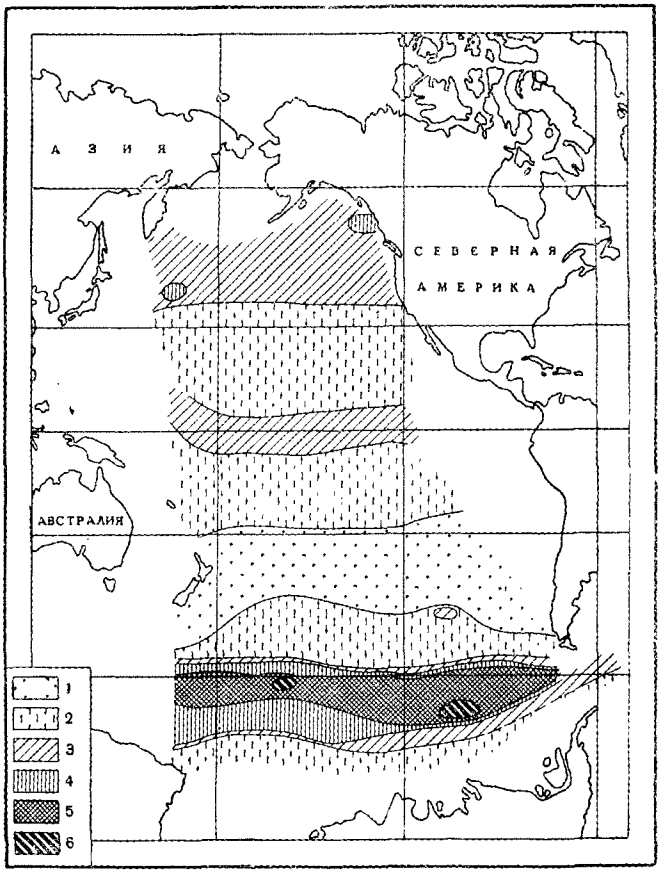


Рис. 9. Количество клеток диатомовых в 1 *г* осадка с поверхности дна Тихого океана (в млн. клеток)

1 — диатомей нет; *2* — 0,05—5; *3* — 5—20, *4* — 20—60; *5* — 60—180; *6* —>180 (максимальное 220)

от 0,05 до 5,4 млн. *кл./г*. Преобладают здесь неритические, антарктические диатомеи: *Fragilariopsis curta* Hust., *Fr. sublinearis* Heid. Kolbe, *Eucampia balaustium* Castr.

Содержание силикофлагеллят в айсберговых осадках составляло от 0,06 до 0,19 млн. *кл./г*.

Кроме диатомей и силикофлагеллят, в этих осадках встречались цисты хризомонад со слабоокремненной оболочкой (0,06—0,09 млн. *кл./г*).

Судя по анализам взвеси, низкое содержание диатомовых в айсберговых осадках, объясняется плохой сохраняемостью антарктических, неритических диатомей, большая часть которых растворяется не доходя до дна. Несмотря на высокое содержание их на поверхности океана они с большими потерями достигают глубинных горизонтов, сохраняясь лишь на 0,06—5,4% от их количества на поверхности.

В мелкоалевритовой фракции осадка прибрежных районов на диатомеи приходится от 2 до 3% (сообщение Г. С. Королевой, Г. А. Нагаевой). По данным А. П. Лисицына, в айсберговых осадках содержание аморфного кремнезема не превышает 4,06—11,6%.

Однако на шельфе Антарктиды встречаются локально осадки и с высоким содержанием диатомовых. Например, у островов Баллени, на глубине 2400—2700 *м*, залегают глинисто-диатомовые илы (Лисицын, 1960) с содержанием диатомей от 6,7 до 32,1 млн. *кл./г*. Диатомеи в мелкоалевритовой фракции осадка из зоны глинисто-диатомовых илов составляют в среднем 40% при содержании аморфного кремнезема, равном 12,14—12,6%. В этих осадках, как и в айсберговых, доминируют антарктические, неритические диатомовые.

Над зоной глинисто-диатомовых илов глубинная взвесь, как и над айсберговыми осадками, бедна диатомовыми (0,9—6% от их содержания на поверхности океана). Следовательно, накопление глинисто-диатомовых илов на шельфе объясняется особыми причинами. Как в айсберговые осадки, так и в глинисто-диатомовые илы шельфа поступает максимально 6% от численности диатомей на поверхности океана, т. е. в обоих случаях поступает на дно лишь незначительная часть первичной продукции. Однако при благоприятных условиях в отношении терригенного разбавления, как например в районе островов Баллени, этого количества оказалось достаточно для образования кремнистых осадков.

2. В зоне типичных диатомовых илов, образующихся на материковом склоне и на ложе Тихоокеанского сектора Антарктики, диатомовых содержится от 43 до 221 млн. *кл./г*. И только на подводном Южно-Тихоокеанском поднятии количество диатомей снижается до 40 млн. (на ст. 385) и даже 19 млн. *кл./г* (на ст. 384) в результате сноса их с возвышенности на участки дна с более спокойной гидродинамической обстановкой.

В северной части зоны океанических диатомовых илов количество диатомей уменьшается до минимума — 12,7 млн. *кл./г*. Это обусловлено двумя факторами — ограниченным развитием диатомей в планктоне океана и разбавлением их в осадках раковинами фораминифер.

В среднем для зоны диатомовых илов диатомеи составляют 67% в мелкоалевритовой фракции. Содержание аморфного кремнезема в антарктических глубоководных диатомовых илах, по устному сообщению А. П. Лисицына, колеблется от 25,7 до 55,8%. Наблюдается близкое соответствие между количеством диатомей в осадке и содержанием аморфного кремнезема. Максимальному количеству диатомей, 160—206 млн. клеток, соответствуют наиболее высокие концентрации $SiO_{2аморф}$ — от 51 до 58,5%.

Диатомовые илы формируются океаническими, субантарктическими диатомовыми. Обычно господствуют створки *Fragilariopsis antarctica* Hust. (до 60—70% общего числа диатомей). На *Coscinodiscus lentiginosus* Janisch и *Thalassiothrix antarctica* Cl. et Grun. суммарно приходится до

10—15%. Подчиненное значение в формировании океанических диатомовых илов имеют следующие виды: *Schimperiella antarctica* Karst., *Coscinosira antarctica* Kozl., *Coscinodiscus tabularis* Grun., *Asteromphalus hookeri* Ehr.

В океанических диатомовых илах, помимо диатомей, отмечались силикофлагелляты — 0,9—5,5 млн. *кл./г* осадка — значительно больше, чем в айсберговых осадках.

Что дает нам исследование взвеси для понимания процесса накопления диатомовых илов в открытых глубоководных районах субантарктики?

Прежде всего было установлено, что придонных горизонтов здесь достигает значительно большее число диатомей, чем в антарктической зоне. На многих станциях до больших глубин доходит 25—40% их численности на поверхности, а на некоторых станциях концентрация была настолько высокой, что превышала в 1,5—2 раза количество диатомей в деятельном слое океана.

Эти факты говорят о хорошей сохраняемости океанических видов, населяющих открытые районы океана. Так, например, количества типичной для океанических диатомовых илов *Fragilariopsis antarctica* во взвеси ст. 385 оказались близкими на всех глубинах от поверхности до дна и в осадках. В слое 0—100 *м* содержание *Fr. antarctica* составляло 50%[1], в глубинных горизонтах 300—1000 *м* оно равнялось 47%, а в придонном горизонте 2000 *м* увеличилось до 76%. В диатомовых илах ст. 385 *Fr. antarctica* нередко дает 60—80% общего количества диатомей.

Благодаря хорошей сохраняемости субантарктических океанических видов значительная их часть участвует в накоплении диатомовых илов. Несомненно, что в образовании этих отложений большое значение имеет незначительное терригенное разбавление в открытых удаленных от побережья районах океана. Что дело именно в этом, свидетельствуют полученные нами данные по количеству и видовому составу диатомей в осадках материкового склона. Здесь также господствуют океанические крупные и хорошо сохраняющиеся виды диатомей, но высокое терригенное разбавление снижает их концентрацию в осадках в 8 раз по сравнению с диатомовыми илами ложа океана.

3. В умеренной, субтропической и тропической зонах южной части Тихого океана, где распространены одинаковые бедные диатомовыми типы осадков, было исследовано небольшое количество материала. Поэтому характеристику распределения содержания диатомей по типам осадков мы даем в целом по всем трем зонам.

В красных глубоководных глинах и фораминиферовых илах диатомовых насчитывалось от 0,84 до 2,4 млн. *кл./г*. В северных районах тропической зоны содержание их снижается до 0,04 млн. и менее (минимум — до 0,01 млн. *кл./г*). На некоторых станциях в области развития красных глубоководных глин и в фораминиферовых илах (станции 3812, 420, 423, 424, 427, 429, 430) диатомовые в осадках отсутствуют.

В мелкоалевритовой фракции типичных карбонатных осадков на долю диатомовых приходится не больше 2—6%.

Низкое содержание, иногда полное отсутствие диатомей в карбонатных осадках и в красной глубоководной глине объясняется большой бедностью их в планктоне всех трех зон. В поверхностном слое вод (0—100 *м*) количество диатомей здесь на три-четыре порядка меньше, чем в субантарктической зоне, столь же мало их содержание и на больших глубинах.

4. В кремнисто-карбонатных осадках экваториальной зоны диатомей насчитывается в среднем 7,8 млн. *кл./г*, а максимально — до 20 млн. кл. Содержание аморфного кремнезема в осадках здесь в среднем около 6%, т. е. почти в 3,5 раза больше, чем в осадках тропической зоны.

---

[1]Вычислено от общего количества диатомей в слоях 0—100, 300—1000, 2000 *м*.

Количество силикофлагеллят в фораминиферовых илах и красной глубоководной глине этой зоны составляло от 0,06 до 0,3 млн. *кл./г*.

Большое содержание диатомей в осадках экваториальной зоны свидетельствует об обильном поступлении их с поверхности океана. Во взвеси с глубин 3000—4000 *м* содержание их здесь было высоким — 15—64% их содержания на поверхности океана.

Итак, по характеру относительно высокого содержания диатомей в толще вод экваториальной зоны можно получить представление и об их роли в осадконакоплении.

5. В области распространения красной глубоководной глины тропической зоны северной части Тихого океана диатомовые встречаются очень бедно. Содержание $SiO_{2аморф}$ не превышает здесь 1,84%. На станциях 5128 и 4347 подсчитано максимально 0,033 млн. *кл./г*. В осадках ст. 4245 диатомовые не встречались. Таким образом, принимая во внимание сведения о количественном распределении диатомовых по разрезу от берегов Антарктиды до 22° с. ш., приходится делать вывод о наибольшей бедности диатомовыми осадков северных тропических районов. По существу, если не считать встречающихся изредка единичных клеток, можно говорить об отсутствии диатомовых в осадках этой зоны. В равной мере сказанное относится и к силикофлагеллятам, скелеты которых практически отсутствуют в типичных красных глинах.

Материал по взвеси свидетельствует об исключительной бедности тропических вод диатомовыми и силикофлагеллятами, начиная от поверхностных вод и кончая придонными, хотя населяющие эти воды океанические виды отличаются хорошей сохраняемостью.

6. В субтропической зоне (между 20—40° с. ш.) в красных глубоководных глинах и в терригенных осадках содержание диатомей составляет 0,003—2,2 млн. *кл./г*, а силикофлагеллят — в среднем 0,36 млн. *кл./г*. Такую бедность можно понять, если проанализировать данные по содержанию диатомей и силикофлагеллят во взвеси как с поверхности, так и из толщи вод. Небольшое количество диатомей во взвеси отмечалось в слое 0—100 *м*, в глубинных же горизонтах они практически отсутствовали.

7. В бореальной области, к северу от 40—45° с. ш., вдоль окраин океана располагаются терригенные осадки, а с внешней стороны от них — слабокремнистые диатомовые илы. В центральных районах незначительное распространение имеют красные глины.

Среднее содержание $SiO_{2аморф}$ для поверхностного слоя осадков бореальной области равно 7,63%, а диатомовых водорослей — 11,23 млн. *кл./г*. Минимальное количество их в терригенных осадках составляет 4,5 млн. *кл./г*, а максимальное в слабокремнистых диатомовых илах — 26,39 млн. *кл./г*. Более часто диатомовые встречаются в количестве 10 млн. *кл./г*. По сравнению с экваториальной областью, на севере Тихого океана среднее содержание диатомовых в осадках почти на 4 млн. клеток выше (11,23 млн. вместо 7,8 млн. в экваториальной зоне).

Исследованная нами глубинная взвесь над терригенными осадками по северным окраинам океана свидетельствует о низких концентрациях диатомей или отсутствии их. Над глинисто-диатомовыми илами она, наоборот, богата диатомовыми, которых насчитывается здесь до 75—100% от их количества на поверхности океана. Обильное поступление диатомовых на дно приводит к образованию глинисто-диатомовых илов в северных районах удаленных от побережья.

В составе диатомовых в осадках бореальной зоны численно доминируют северобореальные виды. На их долю приходится от 72 до 97,4%. В наибольшем количестве (от 70,8 до 97,4%) встречаются: *Denticula seminae* Simonsen et Kanaya, *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *C. curvatulus* Grun., *Actinocyclus divisus* Kiss., *Rhizosolenia hebetata* Gran, *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun., *Chaetoceros spp.*(спора). В осадках станций на севере этой

области присутствуют в небольшом количестве также и арктобореальные неритические виды (от 0,5 до 18,2%): *Thalassiosira gravida* Cl., *Th. nordenskiöldii* Cl., *Th. hyalina* Gran., *Actinocyclus ochotensis* Jokse *Bacterosira fragilis* Gran., *Porosira glacialis* Jörg.

Встречаемость силикофлагеллят в осадках умеренной зоны отличается значительными колебаниями. На ст. 4209 они не встречались совсем, но чщае их концентрация определяется 0,18—0,42 млн. *кл./г* осадка.

8. В осадках Берингова моря содержание диатомей было равным 1,7—6 млн.*кл./г* осадка, что составляло 5—1% и меньше от их количества на поверхности моря. Исследование взвеси поверхностной и глубинной показало, что до дна доходит 1% и менее от содержания диатомей во взвеси из поверхностного слоя вод.

Зависимость между типом осадка и количественным распределением диатомей, силикофлагеллят и аморфного кремнезема показана на рис. 10 (все данные осреднены).

В айсберговых осадках шельфа Антарктиды, где количество диатомей в среднем составляет 2,2 млн. *кл./г*, среднее содержание аморфного кремнезема равняется 7,29%. С увеличением количества диатомей в глинисто-диатомовых илах повысилось и содержание аморфного кремнезема в среднем до 11,6%.

В переходной зоне терригенно-органогенных осадков на материковом склоне Антарктиды число диатомей в 1,7 раза выше, чем в айсберговых осадках, и в 2 раза ниже, чем в глинисто-диатомовых илах шельфа. Однако содержание $SiO_{2аморф}$ в тех и других одинаковое. Это объясняется различиями в составе танатаценоза диатомей — преобладание неритических видов

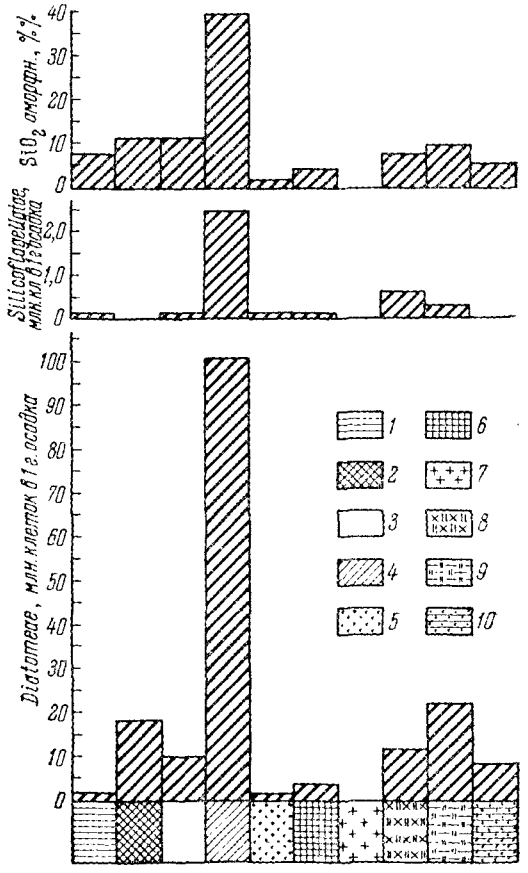


Рис. 10. Среднее содержание диатомовых, силикофлагеллят и аморфного кремнезема в осадках Тихого океана

1 — айсберговые осадки; *2* — глинисто-диатомовые илы; *3* — терригенно-органогенные осадки; *4* — океанические диатомовые илы; *5* — фораминиферовые илы; *6* — красная глубоководная глина; *7* — осадки современных вулканических областей; *8* — радиоляриевые илы; *9* — слабокремнистые диатомовые илы; *10* — терригенные осадки

в глинисто-диатомовых илах шельфа и океанических — в терригенно-органогенных осадках материкового склона.

Среднему содержанию диатомей в диатомовых илах южной части Тихого океана, равному 101,6 млн. *кл./г* осадка, соответствует среднее содержание $SiO_{2аморф}$ — 39,3%.

В осадках умеренной зоны и в субтропической зоне количество диатомей и силикофлагеллят резко сокращается.

В карбонатных осадках субтропической зоны содержание диатомей достигало 2,57 млн. *кл./г*, $SiO_{2аморф}$ — 3,4. В красных глубоководных глинах количество диатомей выше, чем в фораминиферовых илах, и в среднем составляет 3,95 млн. *кл./г* осадка, одновременно повышается и содержание $SiO_{2аморф}$.

В вулканогенных осадках, располагающихся на границе между субантарктическими и субтропическими зонами, содержание диатомей в осадках — 0,04 млн. *кл./г* осадка. Силикофлагелляты в вулканогенных осадках не встречены. Содержание $SiO_{2аморф}$ — 0,19—0,5% — оказалось ниже, чем даже в типичных терригенных осадках.

В радиоляриевых илах число диатомей в среднем увеличивается до 11,4 *кл./г*, силикофлагеллят — до 0,69 млн. *кл./г* осадка. Содержание аморфного кремнезема в них достигает 7,44%.

Самая высокая численность диатомей 22,9 млн. *кл./г* и максимальное количество $SiO_{2аморф}$ (9,62%) характерны для типичных слабокремнистых диатомовых илов, распространенных на северо-востоке Тихого океана. Вместе с тем содержание клеток диатомей в этих осадках в 4,5 раза ниже, чем в типичных диатомовых илах субантарктической зоны.

В терригенных осадках на материковых и островных отмелях северной части Тихого океана количество диатомей составляет 8,59 млн. *кл./г* при содержании $SiO_{2аморф}$ — 5,39%. Справедливо считать такие осадки слабо-слабо-кремнистыми диатомовыми илами.

В заключение характеристики распределения диатомей и силикофлагеллят в донных осадках восьми зон Тихого океана хотелось бы подчеркнуть следующее.

Очевидно, что концентрация диатомей в осадках зависит от количественного развития диатомовых в планктоне деятельного слоя океана. Такая прямая зависимость, однако, существует только там, где хорошая сохраняемость створок диатомовых сочетается с незначительным терригенным разбавлением. Такой идеальный случай, фиксирующийся в образовании типичных диатомовых илов, наблюдается в субантарктической зоне Тихого океана. В антарктической же зоне очень высокая продукция диатомей в поверхностных водах не приводит, как правило, к образованию диатомовых илов. Этому мешают, с одной стороны, растворение 60—70% видов диатомей, населяющих прибрежные воды Антарктики, и, с другой, — значительное терригенное разбавление их на дне океана.

Такова же обстановка и на шельфе Берингова моря.

В тропической области, за исключением приэкваториальной полосы, кремнистые осадки не образуются, лишь потому, что в деятельном слое океана диатомеи развиваются в небольшом количестве, хотя разбавление терригенным материалом здесь часто незначительное. Такая обстановка характерна для районов формирования красных глубоководных глин и фораминиферовых илов, причем в последнем случае разбавление играет заметную роль.

Промежуточное положение занимают глубоководные осадки бореальной области. Здесь накоплению слабодиатомовых илов способствует богатство диатомей в планктоне, сохраняемость их первоначального количества видов на 75%, а также более умеренный терригенный внос.

КАЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДИАТОМОВЫХ В РАЗЛИЧНЫХ ЗОНАХ ТИХОГО ОКЕАНА

По данным изучения взвеси двух разрезов через Тихий океан можно говорить о семи комплексах диатомовых, типичных для различных его зон. Эти комплексы отличаются, с одной стороны, видовым составом, с другой — распределением их в толще вод океана.

Антарктический неритический комплекс диатомей в слое 0—100 *м* насчитывает 34 вида. Количественно преобладают *Fragilariopsis curta* Hust. и *Fr. cylindrus* Helmcke et Krieger. Субдоминантами являются *Thalassiosira gracilis* Hust. и *Fr. rhombica* Hust.

Во взвеси антарктической зоны вместе с неритическими видами обычно в небольшом количестве присутствуют океанические: *Fragilariopsis antarctica* Hust., *Thalassiothrix antarctica* Cl. et Grun.

Число видов диатомей на глубинах 300—2000 *м* сокращается втрое. Продолжают численно преобладать *Fragilariopsis curta*, *Fr. rhombica*, *Thalassiosira gracilis*.

В осадках из неритических диатомей преобладают *Fragilariopsis curta*, *Eucampia balaustium*. Вместе с неритическими видами в составе флоры в осадках встречаются океанические виды: *Fragilariopsis antarctica*, *Thalassiothrix antarctica*. Суммарно их доля в осадках составляет не более 10—20% от общего количества диатомей в исследованных пробах.

В донных осадках антарктической зоны сохранилось всего лишь 30% от числа видов диатомей, отмечавшихся в слое 0—100 *м*.

Субантарктический комплекс диатомей во взвеси с горизонта 0—100 *м* насчитывает 41 вид. Среди них господствует океанический вид *Fragilariopsis antarctica* Hust, на долю которого приходится до 65% от общего количества клеток. В меньшем количестве встречаются *Coscinodiscus lentigonosus* Ianisch, *Thalassiothrix antarctica* Cl. et Grun., *Dactyliosolen antarcticus* Castr.

За время погружения на дно океана, в интервале 300—500 *м*, число видов диатомей сокращается до 20. Это происходит в результате растворения тонкоокремненных видов, относящихся к родам *Chaetoceros*, *Nitzschia*, *Tropidoneis*. В толще вод 1000—4500 *м* количество видов диатомей не меняется по сравнению с их численностью на глубине 300—500 *м*. В глубинной взвеси в составе диатомей сохраняются лишь толстоокремненные виды: *Fragilariopsis antarctica*, *Thalassiosira gracilis*, *Thalassiothrix antarctica*, *Coscinodiscus lentiginosus*, *Schimperiella antarctica*, которые и переходят в донные осадки.

Таким образом, видовой состав диатомей как в донных осадках, так и во взвеси на больших глубинах сходен.

В донных осадках субантарктической зоны сохраняется 60—70% от числа видов, известных в слое 0—100 *м*. Здесь доходит до дна и захороняется в 2 раза большее количество видов, чем в антарктической зоне. Это объясняется хорошей сохраняемостью диатомей, населяющих субантарктическую зону.

Смешанный комплекс диатомей характерен для переходной зоны субантарктических и субтропических водных масс. В нем насчитывается 54 вида. Возрастание общего числа видов диатомей в районах смешения разных водных масс происходит за счет появления здесь нескольких экологических комплексов с преобладанием субантарктического и субтропического. Среди субантарктических диатомей господствуют *Fragilariopsis antarctica* и *Thalassiothrix antarctica*.

К горизонтам 300—500 *м* число видов диатомей сокращается до 22. В слое 300—500 *м* исчезают виды родов *Rhizosolenia*, *Chaetoceros*, *Nitzschia*. На глубинах 500—4500 *м* продолжают количественно преобладать субантарктические океанические виды.

В донных осадках переходной зоны сохраняется примерно 40% от числа видов диатомей в слое 0—100 *м*.

О комплексе диатомей в тропической зоне южной части Тихого океана судить трудно. Из этой зоны у нас было очень мало взвеси, и она почти лишена диатомовых.

В *комплексе диатомей экваториальной зоны* насчитывается 23 вида с характерными представителями тропиков: *Thalassiothrix fraunfeldii* Grun., *Coscinodiscus nodulifer* A. Schmidt, *Asteromphalus diminutus* Mann, *Rhizosolenia calcar-avis* Schulze, *Rh. bergonii* H. Perag. Кроме тропических, присутствуют субтропические виды: *Thalassionema nitzschioides* Grun., *Nitzschia bicapitata* Cl., *N. oceanica* Cl., *N. delicatissima* Cl. и др. Сокращение числа видов диатомей в 2—5 раз происходит на глубинах 300—500 *м*. Число видов диатомей, дошедших до глубинных горизонтов, определяется их видовым составом. На тех станциях, где преобладали тонкоокремненные виды рода *Nitzschia*, процент дошедших до дна диатомей ниже, чем на станциях, где доминировали грубоокремненные виды рода *Coscinodiscus*.

Глубже 500 *м*, в интервале глубин 1000—4933 *м*, сокращения числа видов не происходит. На больших глубинах во взвеси встречались: *Planktoniella sol.* Shutt. *Rhizosolenia bergonii* H. Perag., *Pseudoeunotia doliolus* Grun., *Roperia tesselata* Rop., *Coscinodiscus nodulifer* A. Schmidt.

Все виды диатомей, сохранившиеся до 1000—4933 *м*, встречались и в донных осадках. В осадках экваториальной зоны видовое разнообразие диатомей бо́льшее, чем во взвеси из слоя 0—100 *м*.

Тропический комплекс диатомей в северной части Тихого океана насчитывает в слое 0—100 *м* 19 видов. 80% общего количества диатомей составляла *Sceletonema costatum* Cl., эвригалинный и эвритермный вид. Кроме того, здесь присутствовали тропические виды: *Planktoniella sol.* и субтропические — *Nitzschia bicapitata*, *N. delicatissima* и *Pseudoeunotia doliolus*.

На горизонтах 300—500 *м* число видов сокращается почти в 2 раза. Здесь из состава диатомей выпадают наиболее тонкие виды: *Sceletonema costatum* и *Nitzschia bicapitata*, преобладающие во взвеси из слоя 0—100 *м*. На глубине 300—500 *м* доминировали толстоокремненные виды — *Thalassiothrix delicatula*, *Th. fraun-feldii*, *Planktoniella sol.*, *Roperia tesselata*, *Thalassionema nitzschioides*. По нашим данным, в толще 300—4749 *м* видовой состав диатомей не изменился. Почти аналогичен ему и состав видов в поверхностном слое донных осадков. Однако в осадках помимо видов, которые присутствовали во взвеси на глубинах 300—4779 *м*, обнаружено и много других.

Бореальный комплекс диатомей в слое 0—100 *м* насчитывает 34 вида (взвесь из субарктических вод северной части Тихого океана и южной части Берингова моря). Среди них различаются северобореальные и южнобореальные виды. В северобореальном комплексе доминируют *Denticula seminae* Simonsen et Kanaya, в меньшем количестве встречаются *Asteromphalus robustus* Castr., *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun. В группе южно-бореальных диатомей присутствуют *Coscinodiscus radiatus* Ehr., *Chaetoceros messanensis* Castr., *Ch. concavicornis* Mangin.

Число видов резко сокращается с глубины 300 *м*. В толще вод 300—500 *м* и 1000—2000 *м* оно в 8 раз меньше, чем в поверхностном слое. В глубинных горизонтах (300—2000 *м*) среди диатомовых доминировали северобореальные *Denticula seminae* и *Thalassiothrix longissima*. Вместе с ними встречались южнобореальные *Thalassionema nitzschioides* и *Pseudoeunotia doliolus*.

На поверхности океана и в толще вод бореальной области наблюдается большое соответствие видового состава. В донных отложениях число видов диатомей больше, чем во взвеси, хотя, казалось бы, резкое сокраще-

ние их количества в глубинных горизонтах воды должно отразиться в осадках. Это можно объяснить тем, что взвесь из толщи вод характеризует флору диатомей за относительно небольшой отрезок времени.

Субарктический комплекс диатомей, по данным исследования взвеси в Анадырском заливе, насчитывает 13 видов. Доминантами являются арктобореальные — *Thalassiosira nordenskiöldii* Cl., *Fragilaria oceanica* Cl., *Fr. cylindrus* Grun., *Chaetoceros subsecundus* Hust., составляющие 60—70% от общего количества видов во взвеси из поверхностного горизонта.

В придонном горизонте и в поверхностном слое донных осадков Анадырского залива сохраняется до 50% от числа видов, известных в слое 0—25 *м*. Это свидетельствует о плохой сохраняемости диатомей, населяющих прибрежные воды Берингова моря.

Участие диатомей в формировании осадков зависит от устойчивости различных видов против растворения. Одни из них растворяются вскоре после отмирания клетки, другие не растворяются достигая дна. Выделяется два основных комплекса диатомей, различающихся по сохраняемости — неритический и океанический.

Неритический комплекс диатомей объединяет виды, отличающиеся большей частью плохой сохраняемостью. Их мелкие тонкоокремненные створки легко растворяются в толще вод. В антарктических и субарктических зонах, населенных неритическими диатомовыми, максимум их численности приходится на слой 0—100 *м*. В толще вод количество их уменьшается в 3 раза по сравнению с поверхностным. Отчасти поэтому диатомовых мало содержится в осадках Анадырского залива и прибрежных районов Антарктиды.

Океанический комплекс диатомей объединяет виды, характеризующиеся хорошей сохраняемостью. Потери их при падении на дно составляют не более 30%. В осадках количество видов океанических диатомовых аналогично или даже больше их числа на поверхности океана.

Новые материалы дополняют ранее известное представление о сохраняемости диатомей различных групп. Этот вопрос имеет большое значение для понимания роли различных диатомей в накоплении кремнистых осадков. Известно, что размеры и степень окремнения неритических видов меньше, чем океанических. Следовательно, соответственно меньше их роль в накоплении кремнистых осадков. Для подтверждения сказанного приводится табл. 1, хотя она и составлена по Индийскому сектору Антарктики.

Таблица 1

Участие некоторых океанических и неритических диатомовых в накоплении аморфного кремнезема в донных осадках

Прибрежные районы океана						Открытые районы океана					
№ станций; координаты	Тип осадка	Количество диатомей, млн. *кл/г* осадка	SiO_2аморф., %	Неритическая флора	Размер диатомей, *мк*	№ станций, координаты	Тип осадка	Количество диатомей, млн. *кл/г* осадка	SiO_2аморф., %	Океаническая флора	Размер диатомей, *мк*
189 (69°17′ ю. ш., 75°45′ в. д.)	Глинисто-диатомовые илы	41,6	13,9	89 *	3—25	177 (60°02′ ю. ш., 77°21′ в. д.)	Диатомовые илы	38,1	40,14	86%	50—82
190 (68°42′ ю. ш., 74°02′ в. д.)	Глинисто-диатомовые илы	111,0	44,1		9—25	211 (58°16′ ю. ш., 56°54′ в. д.)	Диатомовые илы	85,7	70,8	73,8%	50—82

* % вычислен от общего количества диатомовых в пробе.

В глинисто-диатомовых илах шельфа, в зал. Олаф Прюдс, количество диатомей было выше на 3,5—24,3 млн. *кл./г* осадка, чем в глубоководных диатомовых илах открытого океана. Однако содержание аморфного кремнезема в последних оказалось в 1,5—3 раза больше, чем в глинисто-диатомовых илах. Таким образом, очевидно, насколько количество аморфного кремнезема в осадках зависит от размера диатомовых и степени окремнения их панциря.

К ВОПРОСУ О ГОРИЗОНТАЛЬНОМ ПЕРЕНОСЕ ДИАТОМОВЫХ ВО ВРЕМЯ ИХ ПОГРУЖЕНИЯ НА ДНО ОКЕАНА

Взвесь, собранная на поверхности и с различных глубин океана, позволяет судить о горизонтальном переносе отмерших створок диатомей за время их погружения в донные осадки.

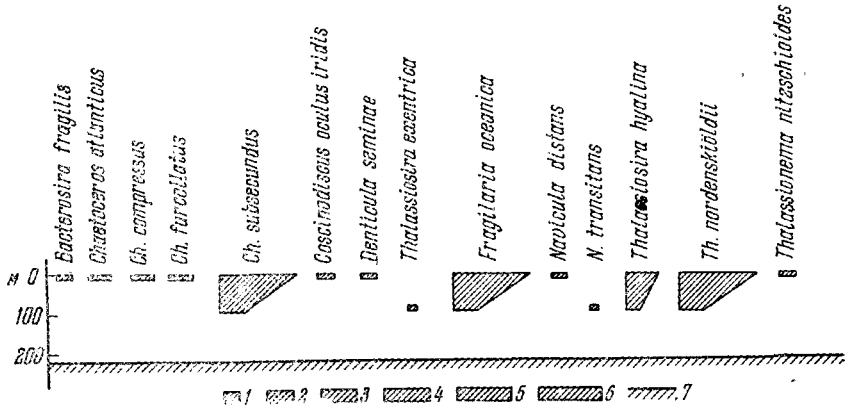


Рис. 11. Видовой и количественный состав диатомовых на разных глубинах шельфа Берингова моря (ст. 1545). Количество диатомовых (млн. *кл/м*³)

1 — 0—0,01; *2* — 0,01—0,1; *3* — 0,1—1; *4* — 1—10; *5* — 10—100; *6* — 100; *7* — дно

На этот вопрос можно ответить при тщательном анализе видового состава диатомовых во взвеси, собранной из поверхностного слоя вод и с различных глубин. Именно так изучался состав диатомовых в Анадырском заливе, море Росса и в глубоководных районах южной и северной части Тихого океана. При сопоставлении результатов анализа не следует забывать о худшей сохраняемости неритических видов по сравнению с океаническими. Часть неритических видов диатомей, известных в поверхностных горизонтах вод, может не встретиться в донных осадках.

На шельфе Берингова моря в районе станций 1545, 1547 (рис. 11) в планктоне доминировали неритические виды: *Thalassiösira nordenskioldii* Cl., *Fragilaria oceanica* Cl. и *Chaetoceros subcecundus* Hust. Те же диатомеи преобладали и на глубине 100 *м*. На ст. 1547 на глубине 100 *м* содержание диатомей оказалось выше, чем на поверхности, за счет скопления большого числа опускающихся спор *Chaetoceros furcellatus* Bail. и *Ch. subsecundus* Hust.

По данным А. П. Жузе (1957, 1960), указанные виды встречались обильно в осадках Анадырского залива — доказательство того, что в осадках шельфа Берингова моря диатомеи захороняются недалеко от мест их обитания в планктоне.

В глубоководной части Берингова моря, на ст. 1468, глубина 3750 *м*, в планктоне доминировали океанические диатомовые (рис. 12); *Denticula seminae*, *Asteromphalus robustus* Castr., *Thalassiosira excentrica* Cl., *Th. pacifica* Jonse *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun.

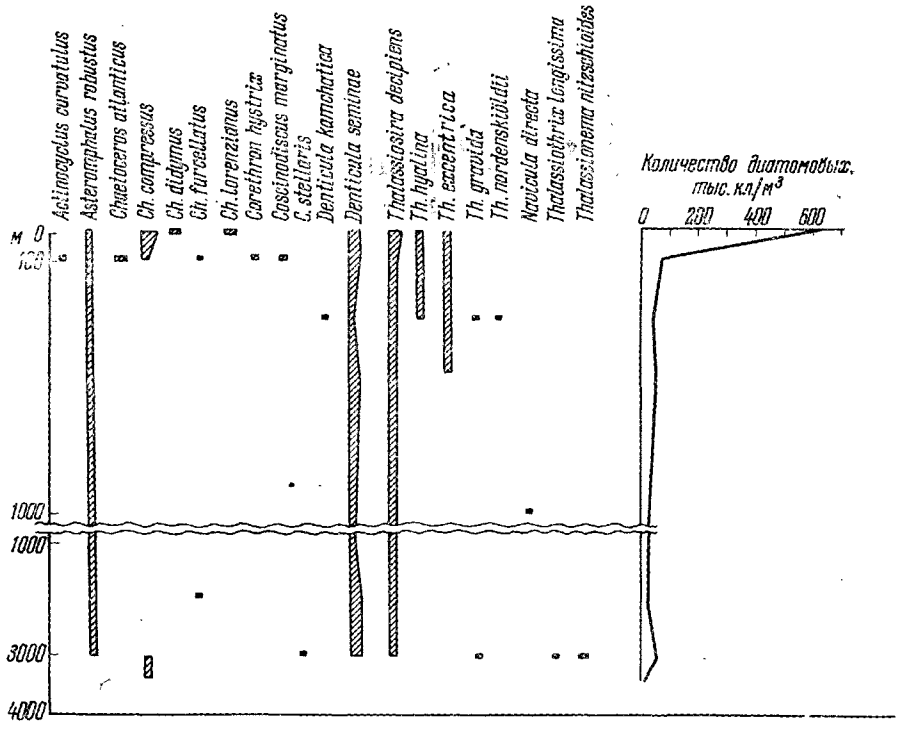


Рис. 12. Видовой и количественный состав диатомовых в глубоководных районах Берингова моря (ст. 1468)

Условные обозначения см. на рис. 11

Из неритических диатомей отмечены *Chaetoceros furcellatus* Bail., *Fragilaria oceanica* Cl., *Thalassiosira nordenskiöldii* Cl. В целом неритические виды составляли 35% общего количества диатомовых. Однако между 500—2000 *м* они не обнаружены вообще. В слое 3000—3600 *м* преобладали

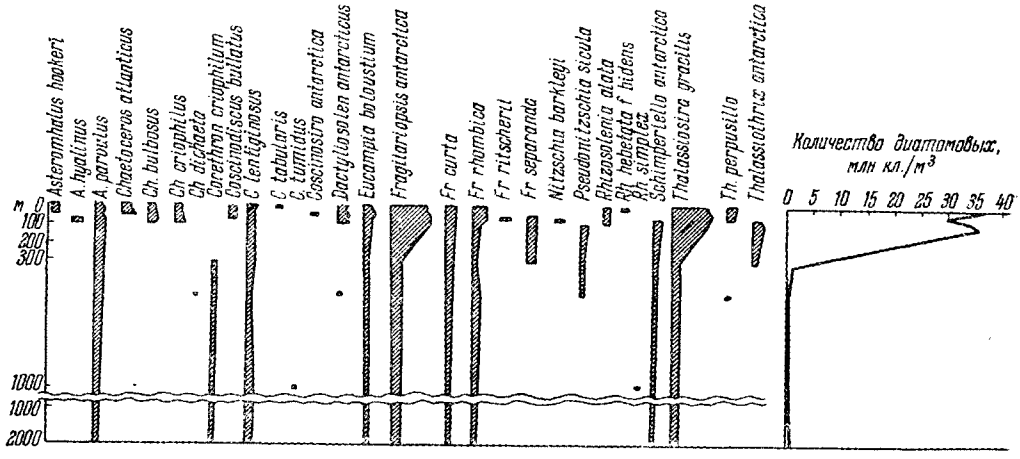


Рис. 13. Видовой и количественный состав диатомовых от поверхности до глубинных слоев в глубоководных районах южной части Тихого океана (ст. 385)

Условные обозначения см. на рис. 11

те же океанические диатомовые, которые характерны для поверхностных вод.

В океанической зоне южной части Тихого океана, на ст. 385 (глубина 2320 *м*) над диатомовыми илами, в слое 0—25 *м* (рис. 13) в составе диатомей господствовали океанические виды: *Fragilariopsis antarctica* Hust. (45—47%)[1], *Coscinodiscus lentiginosus* Janish, *Dactyliosolen antarcticus* Castr., *Thalassiosira gracilis* Hust., *Thalassiothrix antarctica* Cl. et Grun. В сумме они составляли 92—95% общего количества диатомовых. В толще вод видовой состав диатомовых соответствовал составу флоры диатомей на поверхности океана. В донных осадках этой станции доминантом был тот же *Fragilariopsis antarctica*, на долю которого приходилось 45—50% общего числа содержащихся здесь клеток диатомей.

Во взвеси из глубинных горизонтов станций, расположенных над шельфом, материковым склоном и в глубоководных районах Берингова моря и Тихого океана, в составе диатомей сохраняются черты, присущие им в деятельном слое океана. Во взвеси из толщи вод до придонных горизонтов не обнаружены элементы, чуждые флоре диатомей соответствующей зоны моря и океана.

Исследования подтверждают ранние выводы А. П. Жузе и Г. И. Семиной (1955), А. П. Жузе (1957, 1960) о большом соответствии видового состава неритических и океанических комплексов диатомовых в планктоне и в поверхностном слое осадков Берингова и Охотского морей.

Определение видового состава диатомей во взвеси по двум разрезам позволяет сделать заключение об относительно небольшом размере горизонтального переноса диатомей из районов их обитания за время погружения на дно океана. Те же результаты были получены для прибрежных и океанических районов Индийского сектора Антарктики (Козлова, 1964).

Наши исследования показывают тесную зависимость между видовым составом диатомей в поверхностных водах, в толще вод и в донных осадках каждой станции. Имеющиеся отличия заключаются в частичном растворении некоторых тонко- и среднеокремненных диатомей, которые поэтому отсутствуют в глубоких горизонтах водной толщи и в осадках.

ЛИТЕРАТУРА

Жузе А. П. Диатомовые в донных осадках Берингова моря.— Труды Комис. по изуч. четверт. периода, т. 12, 1957.

Жузе А. П. Диатомовые в поверхностном слое осадков Берингова моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960.

Жузе А. П. и Семина Г. И. Общие закономерности в распределении диатомовых в планктоне Берингова моря и в поверхностных донных осадках — Докл. АН СССР, 1955, 100, № 3.

Козлова О. Г. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики. М., Изд-во «Наука», 1964.

Лисицын А. П. Некоторые данные о распределении взвешенных частиц в водах Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 12, 1955.

Лисицын А. П. Новые данные о распределении и составе взвешенных веществ в морях и океанах в связи с вопросами геологии.— Докл. АН СССР, 1959, 126, № 4.

Лисицын А. П. Осадкообразование в южных частях Тихого и Индийского океанов. Морская геология.— Докл. советск. геологов на межд. геол. конгрессе, XXI-я сессия, М., Изд-во АН СССР, 1960.

Мокиевская В. В. Биогенные элементы в верхних водных слоях Берингова моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXXIII, 1959.

Семина Г. И. Распределение фитопланктона в центральной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 41, 1960.

Наумов А. Г., Зернова В. В., Иванов Ю. А. и Тареев Б. А. Фронтальные зоны и биогеографическое деление по планктону поверхностных вод (0—500 *м*) южной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 58, 1962.

Hasle G. R. A quantitative study of phytoplankton from the equatorial Pacific.— Deep-sea Research, 1959, 6.

[1] % от общего количества диатомей в пробе.

М. Г. Петрушевская
Зоологический институт АН СССР

РАДИОЛЯРИИ В ПЛАНКТОНЕ И В ДОННЫХ ОСАДКАХ

Представители двух отрядов радиолярий — *Nassellaria* и *Spumellaria* — имеют такие кремнистые скелеты, которые в больших количествах могут сохраняться в донных осадках. К сожалению, до сих пор еще химический состав их подробно не изучен.

Исследования насселярий и спумеллярий осложняются тем, что эти микроскопические животные не дают в планктоне таких значительных скоплений, как другие организмы, например диатомовые водоросли, и, за исключением некоторых колониальных спумеллярий, представлены в воде отдельными единичными экземплярами.

Радиолярии как особая группа микроорганизмов были открыты сначала в ископаемом состоянии; им были посвящены работы К. Эренберга (Ehrenberg) 1854, 1873 гг. Кроме того, Эренберг изучал и найденные в 1834 г. Ф. Мейеном (Meyen) живущие ныне радиолярии. Эренберг же обнаружил, что раковинки радиолярий широко распространены в современных осадках.

Дальнейшее изучение насселярий и спумеллярий связано с именем Э. Геккеля (Haeckel, 1862, 1887). Геккель описал строение многих радиолярий из Средиземного моря и из тропических районов Мирового океана, обследованных экспедицией на «Челленджере» в 1873—1876 гг.; многие виды были описаны им и из донных проб, собранных этой экспедицией. После выхода работ Геккеля стало известно свыше трех тысяч видов насселярий и спумеллярий. Геккелем же была разработана и система классификации радиолярий, которой пользуются до сих пор.

Позднее появился ряд исследований по фауне радиолярий. Среди них наиболее значительны работы П. Клеве (Cleve, 1899) и Э. Йоргенсена (Jörgensen, 1905) по радиоляриям планктона Гренландского и Норвежского морей, А. Поповского (Popofsky, 1908, 1912, 1913), посвященные насселяриям и спумеллярням Индийского и Атлантического океанов и Антарктики, работы В. А. Догеля и В. В. Решетняк (Догель и Решетняк, 1952, 1953) по фауне радиолярий северо-западной части Тихого океана. Имеются также некоторые теоретические обобщения: Д. Д. Мордухай-Болтовский (1936) дал анализ скелетных конструкций у радиолярий; важнейшие гипотезы о ходе эволюции насселярий и спумеллярий разработал А. Поповский (1912, 1913); обоснование филогенетических взаимоотношений отрядов радиолярий и их положения в системе простейших приводит В. А. Догель (1950, 1951).

Но, к сожалению, до сих пор еще радиолярии (насселярии и спумеллярии) представляют собой малоизученную группу. В какой-то степени причина этого заключается в методике сбора и обработки материалов.

Еще в 1908 г. А. Поповский отмечал, что при обычных планктонных исследованиях, когда через сеть профильтровываются сравнительно большие объемы воды, многие мелкие формы радиолярий проскакивают сквозь ячею, и что при использовании таких материалов не только невозможен количественный учет, но и сама картина фауны может быть искаженной. Вместе с тем при обилии других планктонных организмов в пробе многие радиолярии могут остаться незамеченными. Так или иначе, но все упомянутые исследователи, как правило, имели дело с единичными экземплярами насселярий и спумеллярий. По этой причине провести всестороннее изучение вида как биологической единицы было невозможно. Более того, многие виды описаны и известны всего по нескольким, а часто даже по одному экземпляру. Поэтому в литературе почти нет сведений об индивидуальной и возрастной изменчивости насселярий и спумеллярий. Такое положение неизбежно приводит к большой путанице в систематике этих групп. Кроме того, из-за недостаточности материалов и неточностей видовых определений очень мало имеется сведений об экологии насселярий и спумеллярий. До сих пор неизвестно, какие колебания температуры, давления, pH, солености и других гидрологических условий могут выдерживать те или иные виды и какие факторы для них являются решающими, лимитирующими их развитие.

Первым исследователем, имевшим в своем распоряжении массовый материал по многим видам, был У. Ридел (Riedel, 1958). Действительно, такой материал позволил Риделу провести серьезное изучение строения и изменчивости и более точно обосновать некоторые виды радиолярий из антарктических осадков. Но те радиолярии, раковинки которых встречаются в осадках, могли обитать в разное время и при разных условиях, поскольку накоплены они за многие сотни лет. Поэтому для изучения природной индивидуальной изменчивости необходим массовый живой материал из планктона. Только детальное изучение индивидуальной и возрастной изменчивости даст прочную основу для установления морфологических критериев вида. Морфологические же критерии, а именно морфология скелетных элементов, очень важны у насселярий и спумеллярий, так как скелет — это единственное, что сохраняется от них в современных осадках и в древних отложениях и чем можно руководствоваться при палеонтологических исследованиях. Кроме того, изучение отдельных видов в планктоне позволит установить специфические условия их обитания, что также очень важно при всех исследованиях. Пока же насселярии и спумеллярии изучены плохо, вследствие чего часто возникают значительные трудности с видовым и родовым определением, затруднены также возможности исследования роли этих радиолярий в тех процессах, которые идут в океанах, например при осадкообразовании.

Некоторые данные, касающиеся этих вопросов, нам удалось получить при изучении радиолярий в планктоне и в донных осадках Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики, а также некоторых районов Индийского и Тихого океанов.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Все основные материалы из 1, 2, 3, 4-го рейсов д/э «Обь» и 34 и 35-го рейсов э/с «Витязь» были нами получены из лаборатории морской геологии от А. П. Лисицына, а также из лаборатории планктона Института океанологии АН СССР. Станции, на которых был собран этот материал, находились в ледовой, умеренной, гумидной и тропических аридной и гумидной климатических областях (рис. 1, 2, 3).

Для изучения радиолярий в поверхностных слоях воды использовались главным образом пробы сепарационной взвеси из 2-го рейса д/э «Обь». Метод получения таких проб изложен в работе А. П. Лисицына и А. В. Жи-

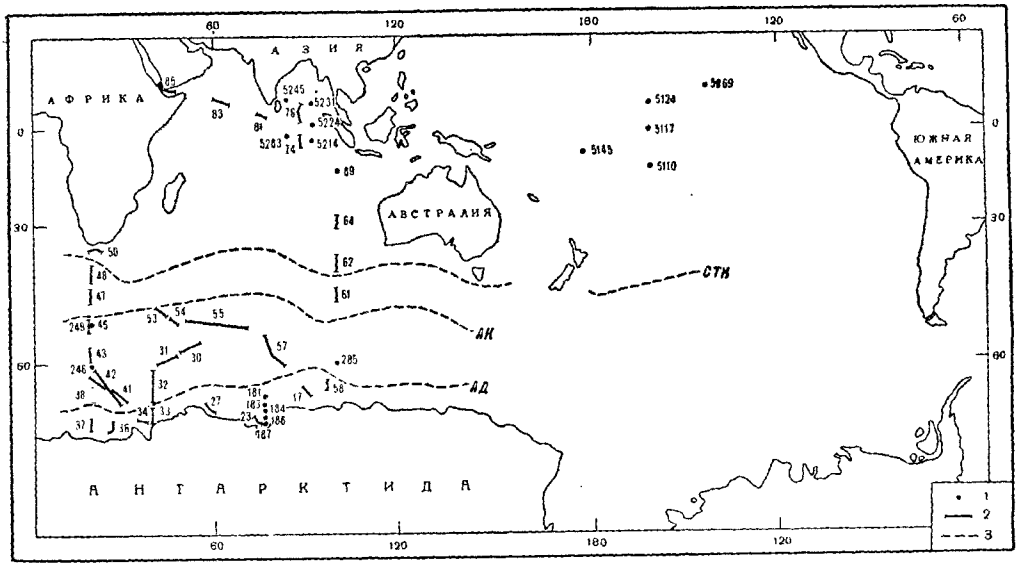


Рис. 1. Расположение станций, на которых изучались радиолярии в поверхностном слое океанов

1 — станции, на которых были взяты планктонные пробы и фильтры; *2* — акватории, с которых собирались пробы сепарационной взвеси; *3* — положение фронтальных зон (по Иванову, 1959); *АД* — антарктическая дивергенция; *АК* — антарктическая конвергенция; *СТК* — субтропическая конвергенция

ваго (1958). Сепарационная взвесь дает обильный материал из слоя воды 0—7 *м*, однако раковинки радиолярий, полученные этим методом, бывают несколько поломаны. Кроме сепарационных проб взвеси, были просмотрены некоторые планктонные пробы 35-го рейса э/с «Витязь», специально собранные в слое 0—2 *м* с применением мелкого газа и зафиксированные спиртом. Они дают неплохое представление о радиоляриевом планктоне. Расположение мест, где были взяты пробы из поверхностного слоя воды, в которых изучались радиолярии, показано на карте (рис. 1).

Распределение радиолярий в толще морской воды изучалось главным образом на фильтрах, полученных мембранной ультрафильтрацией. Методика сбора таких материалов описана А. П. Лисицыным (1955, 1956). По центральным районам Тихого океана (рис. 2) мы располагали большими и малыми фильтрами (объем профильтрованной воды соответственно 40 и 2,5 *л*), для антарктических же, к сожалению, имелись только малые фильтры, через каждый из которых было пропущено всего около 1 *л* воды. Исследование радиолярий на фильтрах имеет те огромные преимущества, что на них обычно аккуратно лежат все экземпляры, находившиеся в какой-то момент в определенном объеме воды на определенной глубине. Производя подсчет всех обнаруженных на фильтре радиолярий, легко затем вычислить их концентрацию в 1 *л* или в 1 $м^3$ морской воды, а зная вес сухого вещества, уловленного фильтром,— подсчитать количество их в 1 *г* взвеси.

Хотя фильтры и высушиваются, радиолярии, пойманные живыми, сохраняют плазму; она хорошо красится эозином в ярко-красный цвет, хорошо заметна и позволяет сразу отличить экземпляры, обитавшие на определенном горизонте, от пустых раковинок уже отмерших насселярий и спумеллярий. Фильтры приходилось просветлять, заключать в бальзам и просматривать в проходящем свете, так как, рассматривая непросветленные фильтры в отраженном свете, легко пропустить многие особенно

мелкие экземпляры. В сборах, полученных на фильтрах, имелся очень обильный материал по некоторым видам насселярий. Но для антарктических районов малые фильтры оказались почти непригодными.

Поэтому пришлось использовать планктонные материалы, собранные сетью Джеди во 2-м рейсе д/э «Обь» (рис. 2). Газ, употребляемый в этих сетках, несколько редок для радиолярий, и многие мелкие формы заведомо могли быть упущены. Такие материалы были непригодны для количественного учета и сопоставлений с материалами, полученными на фильтрах. Однако, многие имевшиеся у нас пробы планктона по общему количеству радиолярий и по набору видов оказались очень сходными с теми пробами, которые имелись у А. Поповского (Popofsky, 1908) и поэтому их можно было легко сравнивать. Различия же послужили взаимными дополнениями. Так, если материалы Поповского собирались в течение года примерно в одном и том же районе, то наши были собраны в один сезон (январь — апрель) из разных районов Антарктики (рис. 2). Кроме того, в распоряжении Поповского были суммарные ловы (200—0 *м*, 400—0 *м*), мы же располагали ловами, более или менее дифференцированными по горизонтам, и большим количеством ловов с глубин до 800 *м*.

Для изучения радиолярий в осадках использовались верхние горизонты колонок и верхние слои дночерпательных проб, взятых в 1, 2, 3 и 4-м рейсах д/э «Обь». Методика получения этих проб была описана А. П. Лисицыным и В. П. Петелиным (1956) и А. П. Лисицыным и А. В. Живаго (1958). Станции, где были взяты пробы, в которых изучались радиолярии, показаны на карте (рис. 3). В этих районах, по данным А. П. Лисицына (1961), распространены антарктические айсберговые осадки и диатомовые илы, а в умеренной и тропической зонах — фораминиферовые илы и красная глубоководная глина, переходящая кое-где в экваториальных районах в радиоляриевые илы.

Из 220 просмотренных проб осадка, только 8 практически не содержали радиолярий. Но раковинки в разных пробах имели различный вид: в некоторых пробах у многих раковинок были истонченные стенки, поверхностные структуры сглажены; создавалось впечатление, что раковинки претерпели сильное растворение. Чтобы проверить это, мы взяли пробу, где все раковинки имели «нормальный» вид, и прокипятили ее с крепкой щелочью. Действительно, после получасового кипячения почти все они были корродированы, как и многие раковинки в других пробах.

Изучение радиолярий следует вести в неразделенном осадке. Вначале мы пытались работать с препаратами, изготовленными из мелкоалевритовой фракции осадка. Но такой материал делает совершенно невозможным количественный учет. Кроме того, в нем представлена не вся фауна, а только самые мелкие формы, многие же крупные виды или совсем не встречались, или имелись только в виде отдельных обломков. Более того, в некоторых, как потом оказалось, довольно богатых радиоляриями пробах в мелкоалевритовой фракции содержались только немногие экземпляры раковинок. Таким образом, по этим материалам трудно было сделать даже примерные выводы о встречаемости тех или иных видов радиолярий и от их использования пришлось отказаться.

При работе с неразделенным осадком каждый раз изготовлялись специальные препараты. В осадке раковинки радиолярий забиты пелитовыми частицами; чтобы их отмыть, применялась следующая методика, предложенная У. Риделом. Определенную навеску грунта мы кипятили с пирофосфатом и 30%-ной перекисью водорода. Затем раствор фильтровали через очень частый мельничный газ, отфильтрованный остаток обрабатывали соляной кислотой, чтобы растворить карбонатные частицы, и обильно промывали водой. После этого оставались только отмытые кремнистые частицы: створки диатомовых, раковинки радиолярий и спикулы губок. Пипеткой их переносили на предметные стекла. Конечно, при этой методике,

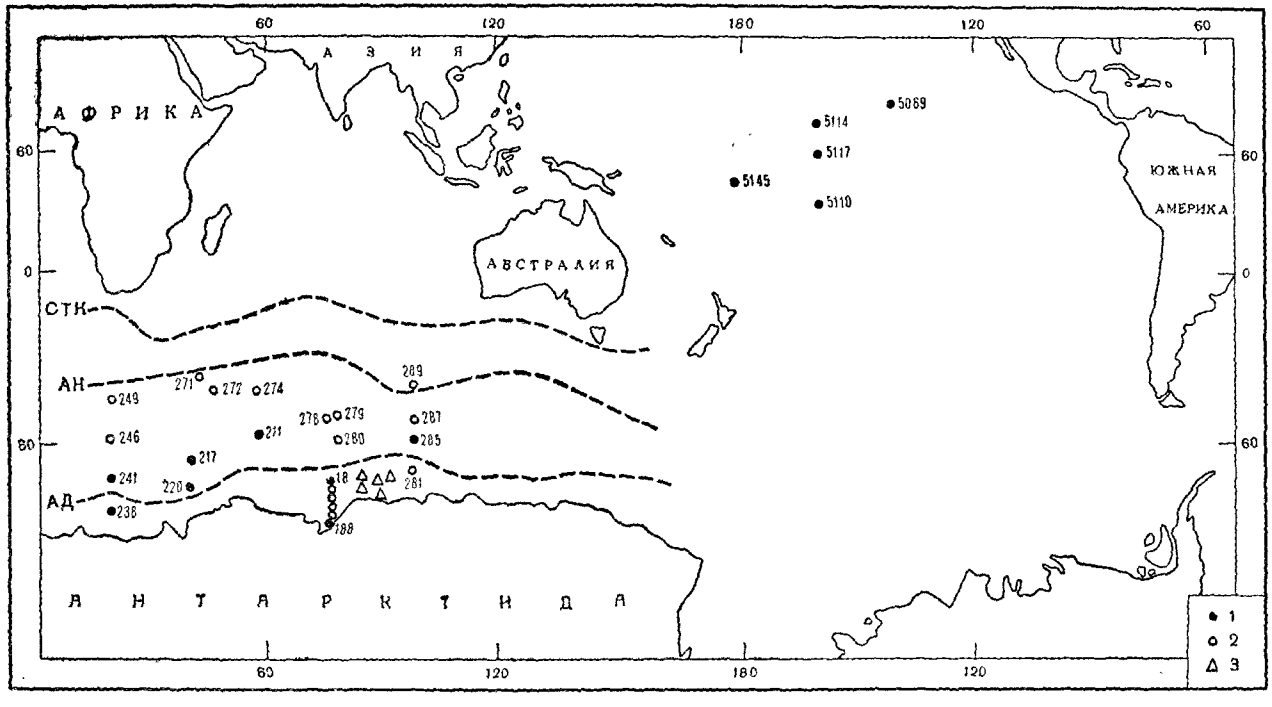


Рис. 2. Станции, на которых изучались радиолярии в толще вод

1 — на мембранных фильтрах; *2* — в планктонных пробах; *3* — районы работ А. Поповского (Popofsky; 1908)

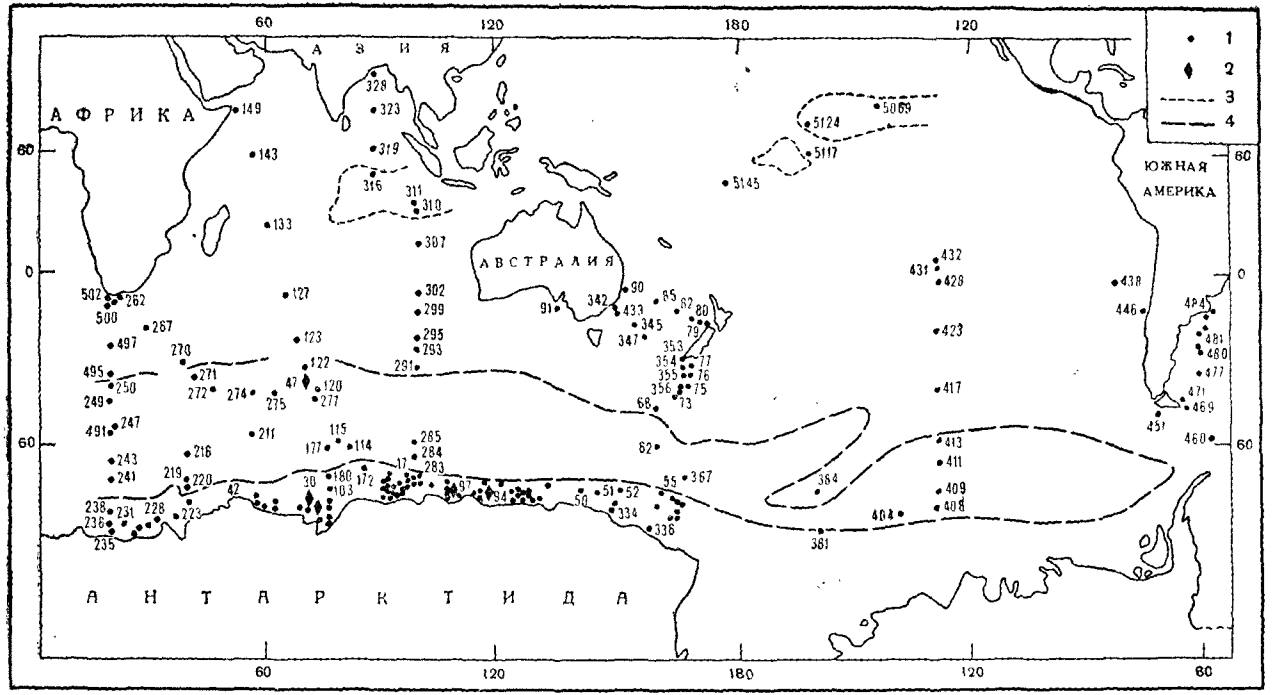


Рис. 3. Станции, на которых изучались раковинки радиолярий в поверхностном слое донных осадков

1 — наши материалы; *2* — материалы Ридела (Riedel; 1958); *3* — границы радиоляриевых илов; *4* — границы диатомовых илов; по П. Л. Безрукову, А. П. Лисицыну, В. П. Петелину и Н. С. Скорняковой (1961)

особенно при промывке осадка на кусочке газа, кроме пелитовых частиц, через него могут проскочить и быть утеряны и более крупные, среди которых могут оказаться и мелкие радиолярии. Мы много раз проверяли, нет ли в отфильтрованной жидкости раковинок радиолярий, но найти их не удавалось. Изготовлялись тотальные бальзамные препараты. Они делались довольно густыми, и все же одна проба умещалась обычно только на 2—5, а иногда и 10—18 стеклах, так как мы стремились, чтобы на каждое стекло попадало равное количество частиц.

Для того чтобы составить представление о количестве раковинок радиолярий в различных осадках, всегда бралась определенная навеска грунта. Навески были от 150 *мг* до 2 *г*, но чаще всего — 200 и 500 *мг*. В изготовленных препаратах мы старались просчитать как можно больше раковинок. Но так как подсчет велся одновременно с видовым определением (из достаточно целых для определения раковинок в антарктических осадках оставались не определенными только единичные экземпляры), то в обильных пробах подсчитывалось не больше 1000 экземпляров, а чаще всего 400—500 экземпляров, т. е. такое количество, которого достаточно для вычисления достоверного процентного соотношения. Затем приходилось производить пересчет на 1 *г* осадка. В тех случаях, когда в навеске в 500 *мг* или 1 *г* подсчитывались все раковинки радиолярий, ошибка метода была невелика. В более обильных пробах, когда удавалось просчитать только часть раковинок из навески, приходилось производить более значительный пересчет. При этом возможная ошибка сильно возрастала. Множители получались, в зависимости от обилия раковинок в пробе, различные — от 3—4 до 200—500 и даже до 1000, но чаще всего значение их было от 10 до 50. Несколько раз мы брали по две навески из одной пробы, и результаты отличались всего в 1,2—1,5 раза. Нам кажется, что при нашем методе наиболее вероятно двухкратное завышение или занижение истинной величины. Поэтому количественные различия в 1,5—2 раза нами не принимались во внимание, тогда как значительные различия, например в 10 раз, даже при той методике, какая применялась нами, не могут быть случайными, и их мы считали достоверными.

Для того чтобы оценить, какую часть от всего осадка могут составлять раковинки радиолярий, мы пытались взвешивать высушенные отмытые частицы из навесок 1,830—3,080 *г*. При такой методике можно получить правильный результат только в том случае, если кремнистые частицы представлены в пробе раковинками самих радиолярий. Поэтому более или менее надежные данные получены только для проб из радиоляриевых и фораминиферовых илов, где других кремнистых частиц мало. Отделить же раковинки радиолярий от створок диатомовых, спикул губок и минеральных частиц в диатомовых илах и айсберговых осадках нам почти не удавалось, и поэтому для них получены очень приблизительные результаты. Попытки определить при этом вес того или иного количества раковинок радиолярий еще менее успешны, так как на погрешности определения веса накладываются неточности определения количества раковинок. Поэтому к полученным данным мы относимся с большой осторожностью.

Для некоторых сравнений нами использовались пробы донных осадков Норвежского и Гренландского морей, переданных нам из ПИНРО В. М. Литвиным.

Из сказанного выше видно, что радиолярии в осадках были изучены подробнее, чем в планктоне. Об этом говорит и количество экземпляров, определенных из осадков (несколько десятков тысяч) и из планктона (около трех тысяч). Это не могло не отразиться на полученных результатах. Сведения о радиоляриях в осадках полнее, чем о их распространении в планктоне. Видно также (см. рис. 1, 2, 3), что количество материала из различных климатических зон было неодинаковым: больше всего из Антарктики, минимум — из умеренной зоны.

Чтобы изучить строение раковинок радиолярий и изменчивость морфологических признаков, широко применялась зарисовка отдельных раковинок при определенном увеличении микроскопа с рисовальным аппаратом. Рисование нам кажется более эффективным методом, чем фотографирование. Дело в том, что раковинки большинства радиолярий — объемные фигуры, и различить детали их строения можно только все время меняя фокусное расстояние. Рассматривая и зарисовывая их, мы производим как бы своеобразное анатомирование. Сейчас имеется около 2000 рабочих рисунков, очень помогающих при работе над выяснением строения и систематического положения отдельных видов радиолярий.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОЛЯРИЙ В МОРСКОЙ ВОДЕ

Известно, главным образом по работам Э. Геккеля (Haeckel, 1862, 1887) и А. Поповского (Popofsky, 1908, 1912—1913), что в тропических районах и Индийского и Тихого океанов в планктоне имеется очень богатая фауна насселярий и спумеллярий. Мы не будем подробно останавливаться на их видовом составе[1], а рассмотрим только общее распределение этих радиолярий.

В пробах сепарационной взвеси и в планктонных ловах из поверхностных вод Индийского океана обнаружено большое количество радиолярий. Здесь представлены все известные семейства и насчитывается около 60 наиболее часто встречающихся видов насселярий и спумеллярий; кроме того, многочисленные редкие виды представлены в наших материалах единичными экземплярами. Их особенно много в сепарационных пробах 74, 76 и 83, несколько меньше — в 62 и 64 (рис. 1). Более глубокие слои вод Индийского океана не были нами изучены, но у Поповского (Popofsky, 1912, 1913) описаны радиолярии из района, расположенного к юго-востоку от о. Мадагаскар (рис. 2). В распоряжении Поповского было несколько ловов из верхних горизонтов 400—0 *м*, в которых он обнаружил довольно много радиолярий, причем большая часть из них относится к видам, найденным нами в поверхностных водах западных и северо-западных районов Индийского океана.

Из центральной части Тихого океана (рис. 1, 2) у нас был материал с разных горизонтов от поверхности до больших глубин (5000 *м*). На поверхности здесь найдены те же виды, что и в Индийском океане; правда, для некоторых из них имеются подвидовые различия. Видовой состав довольно однороден на этих станциях от поверхности до глубин 100—300 *м*. На бо́льших глубинах наблюдается общее его обеднение, но при этом появляются и некоторые не встреченные на поверхности виды. Есть основания предполагать, что многие виды окажутся связанными с более или менее определенными гидрологическими условиями, но этот вопрос требует специальной детальной разработки.

Живые насселярии и спумеллярии были найдены на всех горизонтах от 0 до 5000 *м* (рис. 4). Концентрация их в верхних слоях воды достигала 16 тыс. экземпляров в 1 $м^3$, причем количество насселярий колебалось от нескольких сотен до 12 тыс. экземпляров, а спумеллярий — от нескольких десятков до 4 тыс. экземпляров. Максимум развития радиолярий наблюдался на горизонте 100 *м*. Затем, как видно на графике (рис. 4), количество их постепенно уменьшалось и на глубинах 1000 *м* и более исчислялось лишь немногими десятками экземпляров в кубическом метре воды.

---

[1] Так как данная работа не систематического характера, а вопросы систематики и синонимии очень сложны и запутанны, то мы их здесь не рассматриваем, оперируя теми видовыми названиями, которые даны в работах У. Ридела (Riedel, 1958) и А. Поповского (Popofsky, 1908, 1912, 1913). И Ридел, и Поповский в некоторых случаях сомневались в правильности видовых и родовых названий; у нас есть данные для уточнения многих названий и, в настоящей работе мы ставим знак вопроса там, где предполагаются такие изменения.

Если анализировать то общее количество живых радиолярий, которое встречено на каждой из этих станций, то оказывается, что численно преобладают насселярии. Они составляют от 82 до 87% общего количества радиолярий, в то время как спумеллярии — всего 13—18%. Основную массу

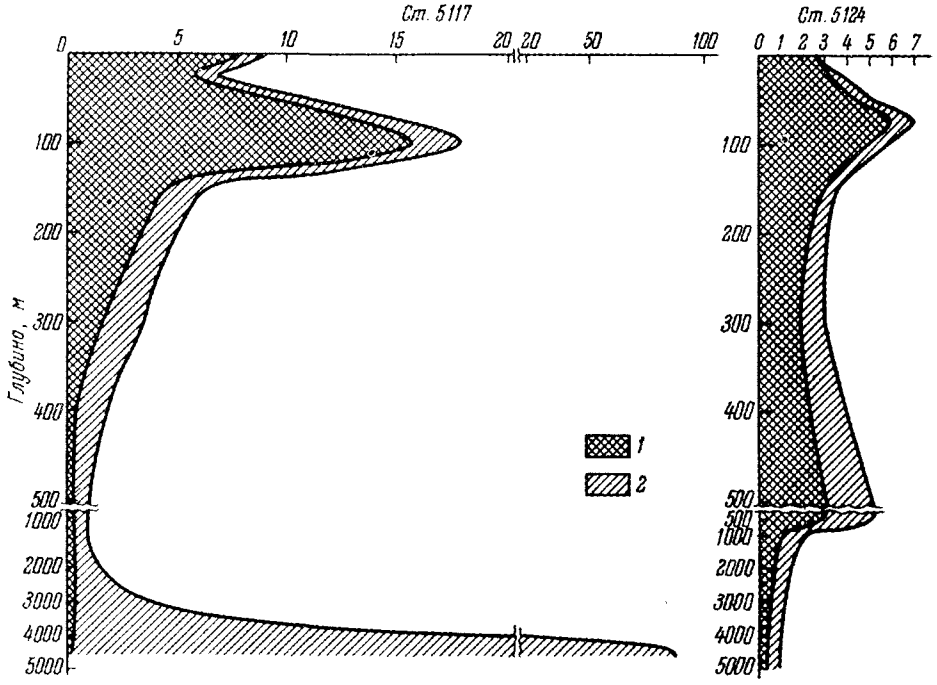


Рис. 4. Графики вертикального распределения радиолярий (в тыс. экз. на 1 $м^3$)
1 — живые радиолярии; 2 — пустые раковинки

насселярий представляет подотряд *Cyrtellaria* (по системе таксономического деления, принятой в «Основах палеонтологии», 1959). Из циртеллярий богаче всего представлено семейство *Cyrtoidae*, на его долю приходилось от 53 до 67%. Чаще всего встречались циртоиды, относящиеся к родам *Litomelissa*, *Peromelissa*, *Psilomelissa* и *Micromelissa* (до 22%). Циртеллярий семейства *Botryoidae* было от 2 до 6%. Насселярии подотряда *Plectellaria* составляли от 15 до 30%, причем на долю плектеллярий семейства *Plectoidae* приходилось от 6,5 до 17%, а семейства *Stephoidae* — от 9 до 13%.

Из спумеллярий наиболее многочисленны были представители подотряда *Larcoidea* (от 3 до 8,5%) — в основном стадии развития родов *Monozonium*, *Amphipyle*, *Tetrapyle*, *Tholospyra*, *Spyronium* и *Phorticium*. От 3 до 7% приходилось на спумеллярий подотряда *Discoidea*, причем от 2 до 5% составляли дискоидеи семейства *Porodiscidae* — виды родов *Stylodictya* и *Dicranastrum*, а также стадии развития родов *Euchitonia*, *Histiastrum* и *Rhopalastrum*; семейство *Spongodiscidae* было представлено лишь немногочисленными экземплярами. Спумеллярии подотряда *Sphaeroidea* составляли около 5%, а подотряда *Prunoidea* — обычно менее 1%.

Так как в планктоне изученных станций соотношение отдельных групп менялось в небольших пределах, то кажется возможным составить суммарную схему (рис. 5, *А*), на которой изображено некоторое среднее соотношение различных групп насселярий и спумеллярий. Конечно, это результат изучения всего нескольких станций, 39 проб, взятых в определенный момент времени. Задачей будущего является установить более точное соотношение различных групп радиолярий в планктоне различных тропиче-

ских районов. Но сходство и по видовому составу, и по частой встречаемости одних и тех же видов как на рассмотренных станциях Тихого океана, так и на станциях в Индийском океане не может быть случайным. В дальнейшем, вероятно, удастся установить характерный для тропического планктона комплекс видов насселярий и спумеллярий.

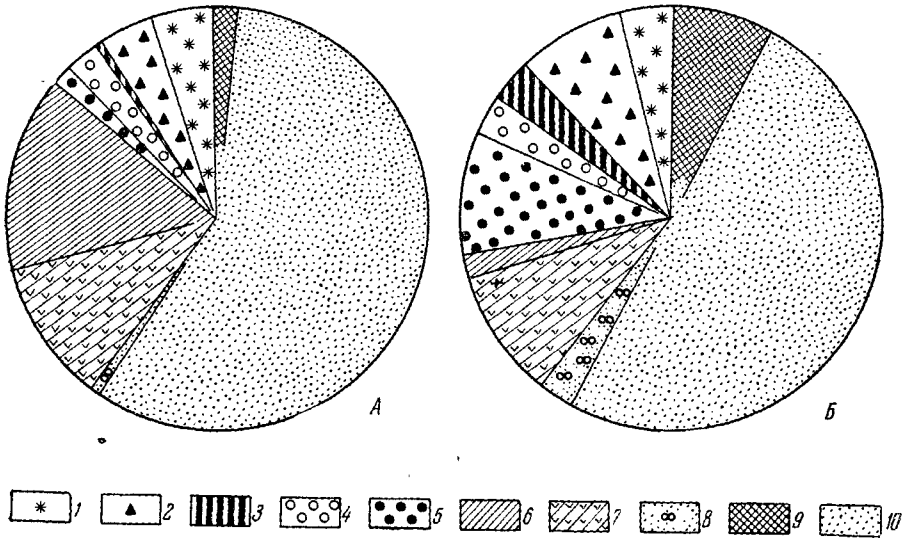


Рис. 5. Соотношение отдельных групп насселярий и спумеллярий в планктоне (*А*), в осадке (*Б*)

1 — Sphaeroidea; 2 — Larcoidea; 3 — Prunoidea; 4 — Porodiscidae; 5 — Spongodiscidae; 6 — Plectoidae; 7 — Stephoidae; 8 — Spyroidae; 9 — Botryoidae; 10 — Cyrtoidae

Бросающаяся в глаза особенность радиоляриевого планктона — это обилие форм с незавершенным скелетом, преобладание среди видов всех групп насселярий и спумеллярий, а особенно среди циртоидей группы *Dicyrtida*, ранних стадий развития.

В умеренной климатической области в Индийском океане в пробах сепарационной взвеси 47 и 48 радиолярии обнаружены не были, а в пробе 61 (см. рис. 1) встретилось небольшое количество радиолярий, близких к тропической фауне.

В антарктических водах, к югу от зоны Антарктической конвергенции, в поверхностных слоях почти совсем не содержится радиолярий. Они не были нами обнаружены ни в сепарационной взвеси, ни в планктонных ловах из верхних горизонтов (10—0 *м*), ни на мембранных фильтрах, полученных с горизонтов 0 и 25 *м*. Те виды радиолярий, которые характерны для этих горизонтов поверхностных вод теплых районов, не переходят за зону антарктической конвергенции и в Антарктике не встречаются. Вообще же, благодаря работам А. Поповского (Popofsky, 1908), известно, что в водах Антарктики встречаются насселярии и спумеллярии. Поповский указывал, однако, что радиолярии в этих районах не играют в хозяйстве моря важной роли, так как их всего единицы против миллионов диатомей. Он предполагал, что в толще антарктических вод радиолярии распределены неравномерно и что их количество увеличивается на глубинах. Такое предположение нам казалось очень вероятным, поскольку насселярии и спумеллярии как группы, считающиеся тепловодными, в Антарктиде должны были бы быть связаны с наиболее теплыми, т. е. глубинными, водами.

К сожалению, на малых фильтрах из антарктических вод почти не содержалось радиолярий. Из этого, правда, можно сделать вывод, подтверждающий мнение Поповского, что радиолярий в Антарктике мало. Их здесь не больше, чем десятки — сотни экземпляров в 1 $м^3$.

Как уже говорилось, для того, чтобы составить хотя бы примерное представление о распределении радиолярий в антарктических водах, были использованы планктонные пробы. При обработке планктонных материалов нами было обнаружено 24 вида насселярий и спумеллярий, найденных ранее в Антарктике Поповским. Насселярии были представлены в нашем материале девятью видами. Из них восемь видов оказались представителями подотряда *Cyrtellaria*, причем семь видов относилось к семейству *Cyrtoidae*, среди которых *Helotholus* (?) *histricosa* (?) встречался наиболее часто. Один вид — *Triceraspyris* (?) *antarctica*, встречавшийся очень редко, относится к семейству *Spyroidae*. Подотряд *Plectellaria* в планктонных ловах был представлен несколькими трудноопределимыми плектоидеями, больше всего напоминавшими *Dumetum rectum* Поповского. 15 видов, найденных в планктонных пробах, относились к спумелляриям. Из них восемь, сравнительно редко встречавшихся, были представителями подотряда *Sphaeroidea*. Виды *Stylotrochus* (?) *arachnius* (?), *Spongotrochus* (?) *glacialis* (?) и *Spongodiscus favus* var. *maxima*, очень обильные по числу экземпляров, принадлежали к дискоидеям семейства *Spongodiscidae*. Три вида, из которых часто встречался *Lithelius* (?) *nautiloides*, относились к подотряду *Larcoidea*.

Кроме этих 24 видов, Поповский отмечает еще 51 вид насселярий и спумеллярий, представленных, однако, в его материалах единичными экземплярами. Сам Поповский не считал их характерными для Антарктики. И у нас, и в материале Поповского постоянно встречались представители примерно десяти видов. Можно считать, что эти виды наиболее характерны для планктона Антарктики, остальные (их не менее 60) более редки. Здесь сравнительно немного родов и представлены не все семейства.

По вертикали насселярии и спумеллярии, как и предполагал Поповский, распределены неравномерно. Они встречаются, судя по нашим материалам, не от поверхности, а начиная с горизонтов 30—50 *м*. Наибольшее их количество и самый богатый видовой состав отмечается в слое воды 200—400 *м*. На бо́льших глубинах, как удается заметить, их количество не возрастает, а, наоборот, снижается. Температура воды на тех глубинах, где были пойманы радиолярии, была низкой — до —1,8° (Макеров, 1956). Это свидетельствует о том, что радиолярии в Антарктике обитают главным образом не в теплых глубинных водах, а в поверхностном слое холодных антарктических вод.

По имевшемуся материалу нельзя составить детального представления о горизонтальном распределении радиолярий в Южном океане. Но нам кажется, что в высокой Антарктике их обитает меньше, чем в Субантарктике. Вообще же в обеих областях встречаются одни и те же виды насселярий и спумеллярий. Есть основания предполагать, что зона антарктической дивергенции может играть существенную роль в общем количественном распределении радиолярий и влиять на количественные соотношения между отдельными видами, но границей распространения их она не является.

Зона антарктической конвергенции, напротив, служит рубежом в распространении многих видов радиолярий. Поверхностные тепловодные виды насселярий и спумеллярий, как было видно, не встречаются в Антарктике. С другой стороны, основные виды, характерные для поверхностного слоя антарктических вод, в своем распространении ограничены зоной Антарктической конвергенции.

Таким образом, оказывается, что как в отношении общего количества насселярий и спумеллярий в планктоне, так и по числу их видов ледовая

зона гораздо беднее тропической. Но это обеднение не означает простого исчезновения большинства видов. В Антарктике имеется и своя специфическая фауна, не встречающаяся в других районах и приспособившаяся к жизни при очень низких, даже отрицательных, температурах. Следовательно, можно предполагать, что в распределении радиолярий в планктоне имеется определенная зональность, связанная с общей климатической и биогеографической зональностью.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАКОВИНОК РАДИОЛЯРИЙ В ДОННЫХ ОСАДКАХ

Видовой состав

В тропических районах Тихого и Индийского океанов были изучены пробы осадков со станций, на которых исследовался планктон. В них были найдены раковинки тех же видов, что оказались живыми в планктонных пробах. Правда, кроме этих видов, найдено еще много и других, но по численности преобладали раковинки именно тех насселярий и спумеллярий, которые были встречены в поверхностных водах. Обилие видов, обнаруженных нами в осадках, может в какой-то мере стоять в связи с большим количеством просмотренных материалов. В этих осадках имеется, по нашим данным, не менее ста наиболее часто встречающихся видов и, кроме того, еще несколько сотен более редких. Видовой состав радиолярий в осадках Индийского и Тихого океанов очень сходен, что позволяет, повидимому, говорить о тропическом комплексе радиолярий в океанических отложениях.

Раковинки отдельных видов радиолярий очень неравноценны как по размерам, так и по толщине и массивности скелетных образований (рис. 6).

В осадках представлены почти все семейства насселярий и спумеллярий. Для тех станций из центральной части Тихого океана, где радиолярии были подробно изучены на фильтрах, соотношение отдельных групп в осадках удается представить в виде суммарной схемы (рис. 5, *Б*). Насселярии составляли в осадках этих станций от 61 до 72%, причем около 60% приходилось на долю подотряда *Cyrtellaria*, а из них циртоид — около 50%, ботриоид — около 7% и спироид — около 3%. Насселярии подотряда *Plectellaria* были представлены главным образом стефоидами, плектоиды же были сравнительно немногочисленны. Количество спумеллярий находилось в пределах от 28 до 39%. Из них наибольшую часть составляли представители подотряда *Discoidea*, причем до 10% приходилось на долю спонгодисцид. Сравнительно многочисленны в осадках были представители подотряда *Prunoidea*.

Остановимся на более подробно изученных антарктических осадках. Видовой состав радиолярий в них значительно беднее, чем в осадках тропических районов. Здесь нами обнаружено всего около 100 видов, раковинки которых встречаются в Индийском и Тихоокеанском секторах Антарктики как в айсберговых осадках, так и в диатомовых илах. У. Ридел (Riedel, 1958), изучая пробы осадков шести станций BANZAR Expedition (см. рис. 3), обнаружил 29 видов радиолярий, причем с некоторым удивлением подчеркивал, что в пробе 47-й станции вблизи о. Кергелен, в Субантарктике, встретились типично антарктические радиолярии. Наши данные полностью подтверждают это наблюдение.

Мы обнаружили в антарктических осадках очень широкое распространение сравнительно небольшого набора видов. Почти во всех пробах встречались раковинки одних и тех же видов. В антарктических осадках наибольшую часть (от 47 до 92%) составляют насселярии, причем в диатомовых илах на их долю обычно приходится от 60 до 80%. Среди насселярий явно преобладают представители подотряда *Cyrtellaria*, а подотряд *Plectellaria* насчитывает единичные экземпляры плектоид и стефоид. Из циртеллярий

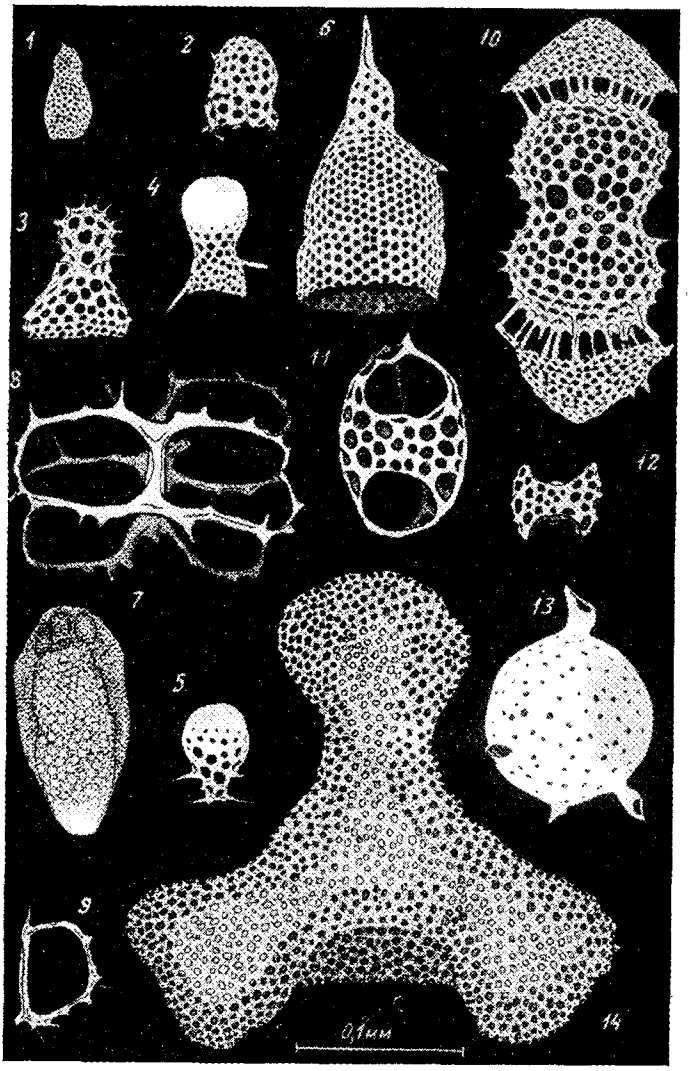


Рис. 6. Виды радиолярий, часто встречающиеся в радиоляриевых илах

1 — *Litomelissa* sp.; *2* — *Micromelissa* (?) *apis*.; *3* — *Acanthocorys variabilis*; *4* — *Psilomelissa* (?) *phalacra*; *5* — *Peridium* (?) *spinipes* (?); *6* — *Lithornithium clausum*; *7* — *Botryopyle* (?) *erinaceus*; *8* — *Toxarium* sp.; *9* — *Zygocircus* sp.; *10* — *Peripanartus* (?) *atractus*; *11* — *Tetrapyle* sp.; *12* — *Monozonium* sp.; *13* — *Mazosphaera* sp.; *14* — *Hymeniastrum* (?) *euclidis*

богаче всего представлено семейство *Cyrtoidae*, из которого чаще всего встречаются виды *Helotholus* (?) *histricosa* (?) *Peromelissa* (?) *denticulata*, составлявшие в некоторых пробах до 80% осадка. Количество раковинок спумеллярий колебалось от 8 до 53%, но в пробах из диатомовых илов их было обычно не больше 30%.

Среди спумеллярий преобладали представители подотряда *Discoidea* двух семейств. Семейство *Porodiscidae* было представлено сравнительно немногочисленными видами родов *Stylodictya* и *Stylochlamidium*, а семейство *Spongodiscidae* было представлено в основном четырьмя очень часто встречающимися видами *Spongodiscus favus* var. *maxima*, *Spongotrochus* (?) *glacialis* (?), *Stylotrochus* (?) *arachnius* (?) и *Spongopyle osculosa*. К спонгодисцидам примыкают также часто встречающиеся виды рода *Spongurus*,

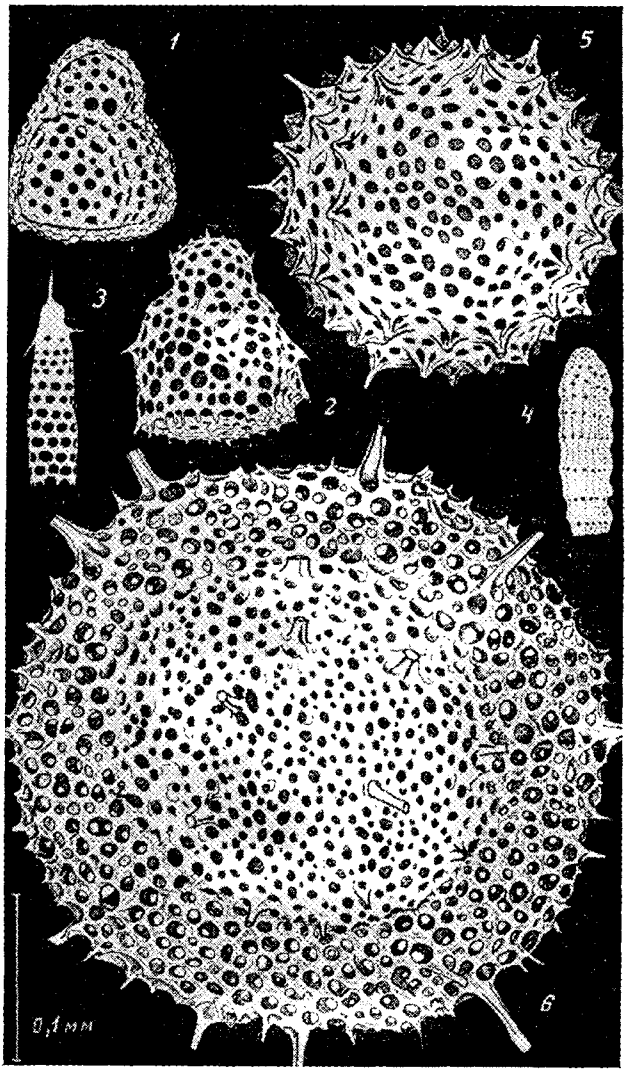


Рис. 7. Виды радиолярий, часто встречающиеся в диатомовых илах

1 — Peromelissa (?) denticulata; 2 — Helotholus (?) histricosa (?); 3 — Artostrobus annulatus; 4 — Lithomitra arachnea (?); 5 — Lithelius (?) nautiloides; 6 — Spongotrochus (?) glacialis (?)

однако по принятой систематике они должны быть отнесены к семейству *Sponguridae* подотряда *Prunoidea*, к которому, кроме того, относятся довольно многочисленные представители рода *Stylatractus*. Другие представители подотряда *Prunoidea* в антарктических осадках отсутствовали. Весьма многочисленны были спумеллярии подотряда *Larcoidea*, а подотряд *Sphaeroidea* был представлен главным образом видами родов *Diploplegma*, *Echinomma* и *Cenosphaera*.

Из обнаруженных в антарктических осадках ста видов удается выделить 31 постоянно встречающийся. Их раковинки составляют свыше 60, часто до 99% от общего числа раковинок в пробах осадков. Некоторые из этих основных в антарктических осадках видов показаны на рис. 7, из которого видно, что их раковинки крупнее и массивнее раковинок тропического комплекса (рис. 6).

В пределах Антарктики отдельные виды распространены хотя и широко, но довольно неравномерно. В зоне айсберговых осадков на материковом склоне и на ложе океана содержание раковинок отдельных видов в осадках сильно варьирует, а на шельфе вообще не обнаружены многие даже широко распространенные виды. В диатомовых илах и набор видов, и количественные соотношения между ними более постоянны.

При сравнении видового состава радиолярий, обнаруженных в осадке, с тем, который отмечался в планктоне, оказывается, что все виды, найденные в нашем материале, и большинство видов, обнаруженных А. Поповским в планктоне (всего 53), встречаются и в осадках. Но у Поповского приведено еще около 20 видов, не встреченных нами и не упоминаемых Риделом. Действительно ли раковинки этих видов не достигают осадка или не сохраняются в нем, или причина того, что их не удается обнаружить, кроется в погрешностях систематики (они описаны по стадиям развития на единичных экземплярах), сказать трудно. С другой стороны, в осадках обнаружено около 40 видов, не найденных в планктоне ни нами, ни Поповским, причем шесть из них встречаются очень часто. Вопрос о том, почему эти виды до сих пор не были найдены в планктоне Антарктики, требует изучения дополнительных материалов. Все же, несмотря на недостаточную изученность радиолярий антарктического планктона, уже сейчас можно сказать, что имеется значительное совпадение в их видовом составе в осадке и в планктоне. Только раковинки тех видов, которые уже обнаружены в планктоне, составляли в осадках соответствующих районов от 58 (ст. 271) до 96% (ст. 187), т. е. подавляющую часть всех раковинок. Численность их в 1 *г* осадка достигала многих тысяч. Можно считать, что раковинки радиолярий, обитающих в поверхностном слое антарктических вод, могут накапливаться в осадках Антарктики в больших количествах, являясь основной частью комплекса радиолярий в этих осадках.

В антарктических осадках представлены не все группы насселярий и спумеллярий. Из спумеллярий отсутствует большинство пруноидей, а также представители семейств *Cenodiscidae*, *Phacodiscidae*, *Coccodiscidae*, *Larcaridae* и *Zonaridae*. В то же время эти группы богато представлены в тропических осадках. С другой стороны, многие виды, распространенные в антарктических осадках, не обнаружены в осадках тропических и умеренных широт.

Разницу тропических и антарктических осадков отмечал в своей работе и У. Ридел (Riedel, 1958). Для некоторых районов нам удается проследить, как происходит эта смена видового состава. Почти все массовые виды антарктического комплекса, широко распространенные в айсберговых осадках и диатомовых илах Антарктики, в осадках умеренных широт не встречаются. Если провести границы распространения этих видов, то они примерно совпадут по всем меридиональным разрезам. Таким образом, удается провести общую границу распространения многих видов в осадках южных районов Индийского и Тихого океанов (рис. 8). Ее можно считать границей распространения в осадках антарктического комплекса радиолярий.

За эту границу переходит сравнительно небольшое число видов. Раковинки этих видов обычно составляют в осадках Антарктики не больше 20%, а в осадках тропических районов — всего 1—2% общего числа раковинок. Таким образом, более чем 80% раковинок в тропических и антарктических осадках относятся к разным видам.

Тропический комплекс радиолярий в осадках появляется не сразу после исчезновения основных видов антарктического комплекса: его граница в осадках Индийского океана проходит на некотором расстоянии от границы последнего (рис. 8). Между обоими комплексами выделяется переходная зона, где большинство антарктических видов отсутствует, но имеется большое количество характерных представителей родов *Peromelissa* (?),

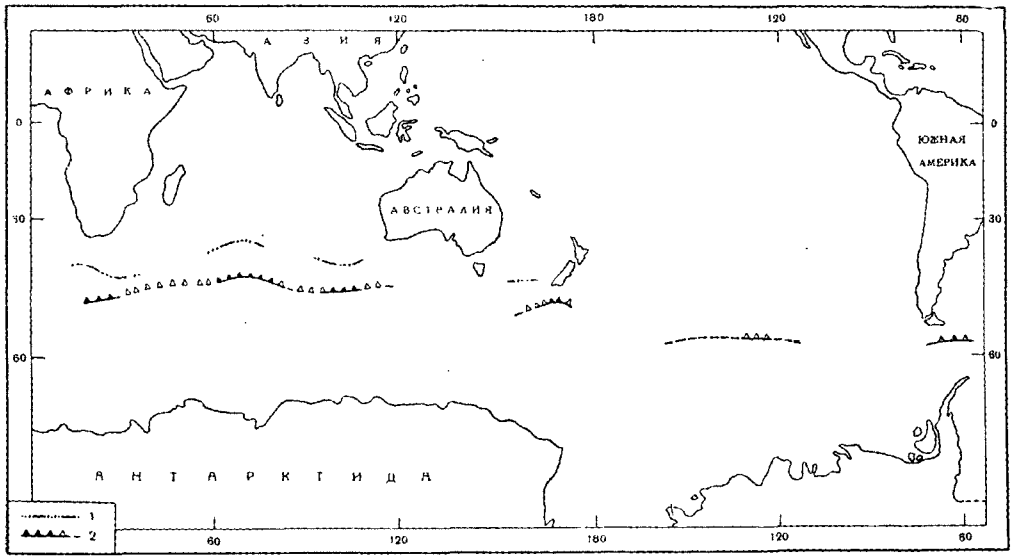


Рис. 8. Распространение комплексов раковинок радиолярий в осадках

Границы тропического (*1*) и антарктического (*2*) комплексов

Litomelissa и некоторых других; кроме того, здесь обнаружены многие виды тропического комплекса.

Границы антарктического и тропического комплексов в осадках проходят как раз в тех районах, где находятся зоны антарктической и субтропической конвергенций. Правда, совпадение этих границ с положением фронтальных зон не полное, имеются значительные отклонения, но все же положение их определенным образом связано с этими зонами. Очевидно, та зональность, которая проявляется в распространении видов радиолярий в планктоне, находит свое отражение и в распределении их видовых комплексов в осадках.

Погружение раковинок радиолярий на дно и их сохранность

Изучая материал на мембранных фильтрах, мы находили, как указано выше, кроме живых радиолярий, пустые раковинки уже отмерших экземпляров, принадлежавших тем же видам. Пустые раковинки имеются на всех горизонтах от поверхности до глубин 5000 *м*. Их количество в 1 $м^3$ воды обычно менялось от 500 до 2000 *шт*, и только на ст. 5117 на глубине 4500 *м* составляло 90 000 *шт*/$м^3$. В верхних горизонтах, где много живых насселярий и спумеллярий, пустых раковинок в 8—10 раз меньше, чем живых, а на больших глубинах, где живых радиолярий мало, соотношение меняется на обратное. В сумме по всем горизонтам пустых раковинок было на разных станциях от 10 до 30% общего количества радиолярий. Почему их обычно так немного по сравнению с живыми? Означает ли это, что значительная часть раковинок разрушается и растворяется вскоре после гибели радиолярий, или пустых раковинок мало потому, что у них увеличивается скорость опускания и они как бы «проскакивают» сквозь воду,— сейчас сказать трудно. Сильно растворенные раковинки были обнаружены только на горизонте 4500 *м* на ст. 5117, в остальных пробах они не имели заметных следов растворения, но везде, кроме целых раковинок, встречались в небольшом количестве и отдельные их обломки.

Для того чтобы сравнить содержание раковинок в воде и в осадке, нами производился пересчет количества их на 1 *г* взвеси по каждому горизонту. На разных горизонтах количество раковинок радиолярий различно; чаще всего оно меняется от 8 до 20 тыс., т. е. значительно меньше, чем в 1 *г* осадка, но на горизонте 500 *м* ст. 5069 и 4500 *м* ст. 5117 наблюдалось повышенное их содержание, приближающееся к таковому для осадков этих станций. Хотя в осадок и попадает большое количество раковинок радиолярий, но многие, по-видимому, не достигают дна. Растворение раковинок может идти при поглощении их планктонными организмами, а главную роль, как полагает А. Г. Родина (устное сообщение), должны при этом играть бактерии.

С. В. Горюнова (1958) нашла, что растворение створок диатомовых замедляется при низких температурах. Как показано опытным путем (Jörgensen, 1955; Lewin, 1961), процесс этот ускоряется при pH, больших 8,5. Вероятно, те же факторы имеют значение и в растворении раковинок радиолярий.

В таком случае следует ожидать, что в водах Антарктики, где температуры очень низки и где на глубинах 500—4000 *м* (по данным Богоявленского, 1959) значение pH всего 7,85, раковинки радиолярий должны меньше растворяться, чем в водах умеренных и тропических районов.

Раковинки радиолярий могут растворяться и в самом осадке. Хорошей сохранности кремниевых раковинок в осадках (Бруевич, 1953; Riedel, 1959; Жузе, 1959) может способствовать высокая концентрация кремнезема в осадке и быстрый темп осадкообразования.

В наших материалах по разным пробам осадка наблюдалась различная сохранность раковинок. В антарктических осадках ложа океана, склона и шельфа они бывают разломаны, но никогда не растворены, особенно хорошо сохраняясь в диатомовых илах. Из всех просмотренных проб антарктических осадков только в пробах со станций 55, 236, 241, 404 и 408 некоторые раковинки были сильно растворены (рис. 10). Другая картина наблюдается в осадках умеренных широт, где в пробах фораминиферовых отложений, и особенно в красной глубоководной глине, всегда имеется

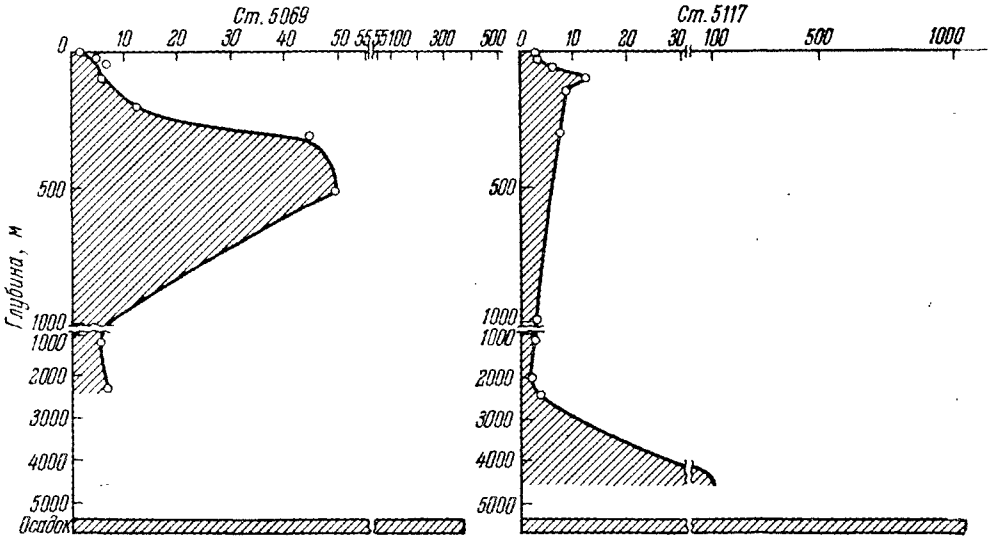


Рис. 9. Количество раковинок радиолярий во взвеси и в донных осадках (тыс. экз. на 1 *г*)

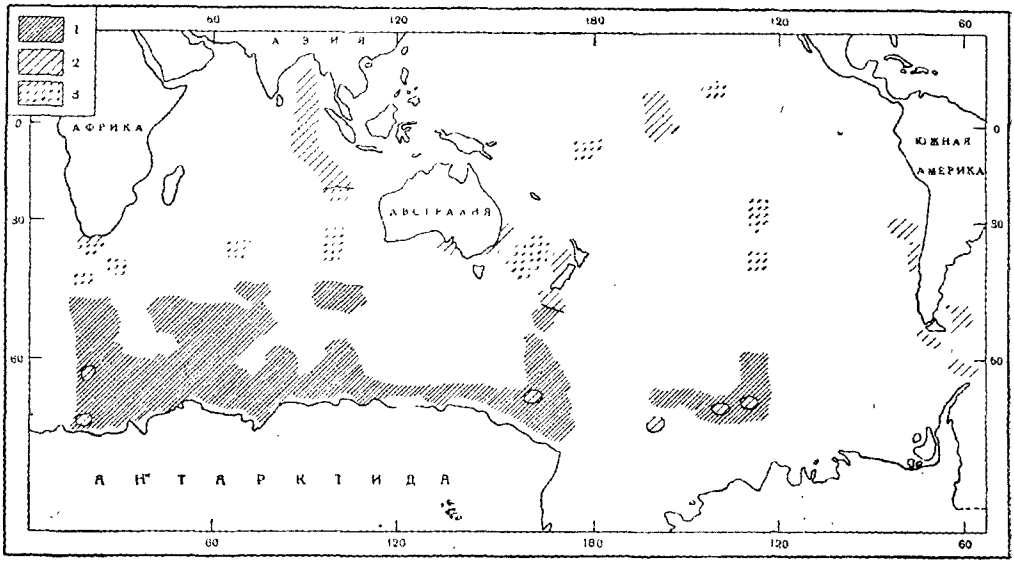


Рис. 10. Распространение раковинок различной сохранности в осадках

1 — все раковинки хорошей сохранности; *2* — некоторые раковинки со следами растворения; *3* — все раковинки со следами растворения

значительная часть раковинок плохой сохранности. У многих из них стенки настолько истончены, что потеряли поверхностные структуры и бывает даже трудно определить видовую принадлежность, а от некоторых остаются лишь едва заметные контуры — «тени».

Всегда, кроме целых раковинок встречаются отдельные фрагменты; их невозможно определить не только до вида, но часто даже и до семейства (имеются в виду сравнительно крупные обломки с размерами 0,01—0,05 *мм*; более мелкие в большинстве удалялись при промывке проб). Таких обломков в антарктических осадках обычно было в 5—20 раз меньше, чем целых раковинок, а в осадках тропиков, в частности на станциях 5069 и 5117,— в 2—3 раза больше, что свидетельствует о худшей сохранности раковинок в этих осадках.

Таким образом, мы находим наилучшую сохранность раковинок радиолярий в кремнистых и слабокремнистых (Лисицын, 1961) осадках Антарктики; хуже всего они сохраняются в медленно накапливающихся, почти не содержащих кремнезема красных глубоководных глинах. Эти наблюдения подтверждают существующее мнение о том, что лучшую сохранность раковинок можно ожидать в кремнистых и быстро накапливающихся осадках. Наилучшая сохранность в осадках Антарктики является также подтверждением того предположения, что процесс растворения здесь раковинок радиолярий идет менее интенсивно, чем в водах теплых широт.

Сохранность раковинок имеет большое значение в накоплении их в осадках и формировании комплексов радиолярий. По материалам некоторых станций Тихого океана удалось провести сравнение видового состава радиолярий в планктоне и в осадках. Хотя все виды, обнаруженные в планктоне, найдены и в осадках этих станций, можно заметить, что количественные соотношения между отдельными видами в планктоне и в осадке на одной и той же станции различны (для сравнений были взяты одинаковые количества радиолярий из планктона и из осадка). Конечно, планктон был исследован в какой-то один момент времени, но разница в соотношениях была примерно одинакова на всех изученных станциях, и можно предположить, что здесь имеется определенная закономерность.

Мы остановимся сейчас только на изменениях соотношений между большими систематическими группами радиолярий. Из сравнения суммарных схем, составленных для планктона и для осадка (рис. 5), можно видеть, что в осадке значительно меньше, чем в планктоне, часть, которую составляют насселярии, и соответственно больше доля спумеллярий. Среди насселярий сокращается доля плектеллярий. Это происходит за счет резкого уменьшения количества плектоид; видимо, их тонкие скелеты, состоящие из отдельных перекладин, в большинстве не доходят до дна. А часть, приходящаяся на близкое семейство *Stephoidea*, остается примерно такой же, как в планктоне. Циртеллярии в осадке составляют в общем такую же часть, как в планктоне, но среди них увеличивается роль ботриоид и спироид и соответственно уменьшается доля циртоид.

Изменения происходят также и среди спумеллярий. Намного увеличивается часть, составляемая дискоидеями, причем это происходит в результате резкого повышения роли массивных спонгодисцид. Увеличивается в осадке и доля представителей подотрядов *Larcoidea*, и особенно *Prunoidea*. Отсюда можно сделать вывод, что радиолярии, имеющие более крупные и массивные раковинки, преимущественно и накапливаются в осадках.

Для антарктических районов у нас не было возможности провести такое сравнение. Но некоторые виды, имеющие тонкий ажурный скелет, хотя и встречались в планктоне наравне с другими, более массивными, в осадке попадались значительно реже, чем раковинки массивных видов. Вероятно, и в пределах Антарктики имеется значительное преобразование видовых комплексов по мере их поступления в осадок.

Кроме того, бросается в глаза, что во всех осадках значительно меньше, чем в планктоне, ранних стадий развития и гораздо чаще встречаются раковинки взрослых, полностью сформированных экземпляров. Вопрос о сохранности отдельных видов и различных стадий развития одного и того же вида в разных условиях требует специальной разработки. Но уже сейчас следует учитывать степень сохранности раковинок радиолярий при сравнениях видовых комплексов.

Из рассмотренного можно видеть, что сохраннось раковинок радиолярий определяется, с одной стороны, физико-химическими условиями как в водах, которые проходят раковинки, так и в осадках, в которые они попадают, а, с другой стороны,— особенностями строения самих раковинок. Поэтому в отношении их сохранности имеется определенная зональность: в осадках умеренных и тропических широт она значительно хуже, чем в Антарктике.

Количество раковинок радиолярий в осадках

При количественном учете раковинок радиолярий в осадках нами принимались во внимание только сравнительно целые экземпляры, а отдельные их фрагменты не учитывались. При количественных сопоставлениях хорошо иметь определенную единицу счета, поскольку раковинки отдельных видов крайне различны и по размерам, и по массивности их элементов. Но при той сложности строения раковинок, которая характерна для радиолярий, найти такую единицу трудно. Можно только выбрать из наиболее часто встречающихся видов средний по размерам и массивности. Для антарктических осадков таким «эталоном» может служить *Peromelissa* (?) *denticulata* (рис. 7), а для тропических, вероятно, меньших размеров и гораздо менее массивный (рис. 6).

Количество раковинок в отдельных пробах было очень различно: в одном грамме осадка содержалось от нескольких экземпляров до многих сотен тысяч раковинок радиолярий.

Сравнивать количество радиолярий, обитающих в планктоне, с их количеством в осадке трудно, так как у нас мало точных количественных

данных для планктона. Но можно было заметить, что в Индийском океане в 74 и 76-й пробах сепарационной взвеси содержалось больше радиолярий, чем в 62, 64 и особенно, 50-й (где они вообще не были найдены). В осадках северо-восточных районов Индийского океана (станции 309—319) радиолярий встречается больше, чем в юго-восточных (станции 299—307) и у южного побережья Африки (станции 260—263, 500—502). В тропических

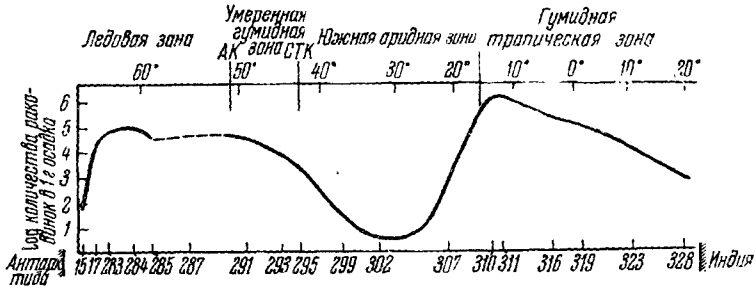


Рис. 11. Содержание раковинок радиолярий в осадках Индийского океана по разрезу от Антарктиды (шельфовый ледник Шеклтона) до р. Ганг

АК — антарктическая конвергенция; *СТК* — субтропическая конвергенция

районах Тихого океана на станциях 5069, 5124 и особенно 5117 в планктоне встречено больше радиолярий, чем на ст. 5145. В осадках наибольшее количество раковинок обнаружено также на ст. 5117, а наименьшее — на ст. 5145.

Для антарктических районов можно сказать только следующее: если наше предположение, что в планктоне субантарктических станций 246—287 больше радиолярий, чем в высокой Антарктике на станциях 181—187, справедливо, тогда можно провести некоторую связь между количеством радиолярий в планктоне и в осадках, так как в осадках 246, 249 и 287-й станций раковинок больше, чем в осадках станций 181 — 187. Но если попытаться сравнить содержание радиолярий в планктоне и осадках для антарктических и тропических районов, то количественного соответствия мы не получаем. В антарктических осадках раковинок больше, чем в осадках тех тепловодных районов, в которых содержание радиолярий в планктоне примерно такое же невысокое, как и в антарктических водах. Здесь, вероятно, играет роль различная степень сохранности раковинок в разных зонах.

Если сравнить содержание раковинок радиолярий в осадках различных климатических зон по разрезу Антарктида — Индия, то получается (рис. 11), что наиболее высоко оно в районах от 0 до 15° ю. ш. На широтах 20—45° ю. ш. содержание сильно снижается, но снова возрастает в пределах от 45 до 64° ю. ш., а затем опять падает у берегов Антарктиды. Аналогичная картина наблюдается и для Тихого океана: самые высокие количества раковинок в 1 *г* осадка встречаются в экваториальных районах (ст. 5117), на станциях 423—438 (рис. 3) их почти нет, а на станциях 404—411 они снова встречаются в сравнительно больших количествах. При этом четкой связи с климатической зональностью не наблюдается.

Если сравнить содержание раковинок радиолярий в осадках различных глубин (рис. 12), то можно видеть, что оно одинаково как в мелководных, так и глубоководных осадках. Разброс точек на графике настолько велик, что никакой определенной зависимости нарастания количества с глубиной уловить не удается. Но можно заметить, что значения, полученные для проб из различных по типу осадков, группируются по-разному. На всех глубинах диатомовые илы содержат в среднем больше раковинок, чем терригенные айсберговые осадки. О количестве раковинок в фораминиферо-

вых осадках судить труднее, так как было сравнительно немного проб, а колебания значений очень велики, но все же в среднем в этих осадках содержание раковинок радиолярий, особенно на глубинах 1000—4000 *м*, несколько меньше, чем в айсберговых осадках. Красная глубоководная глина и радиоляриевые илы формируются только на больших глубинах и характеризуются (особенно, конечно, радиоляриевые илы) повышенным содержанием раковинок радиолярий. Таким образом, различные количества раковинок могут быть связаны с разными типами осадков.

Рассмотрим, какие количества раковинок радиолярий имеются в разных типах осадков (классификация и сведения об осадках здесь, как и везде, даны по А. П. Лисицыну, 1960, 1961).

В терригенных айсберговых осадках радиолярии содержались практически во всех пробах в количествах от нескольких экземпляров до многих тысяч на 1 *г* осадка. При этом в районах восточнее 60° в. д. раковинок было меньше, чем в западных; возможно, это связано с более интенсивным поступлением в восточных районах терригенного материала. В осадках

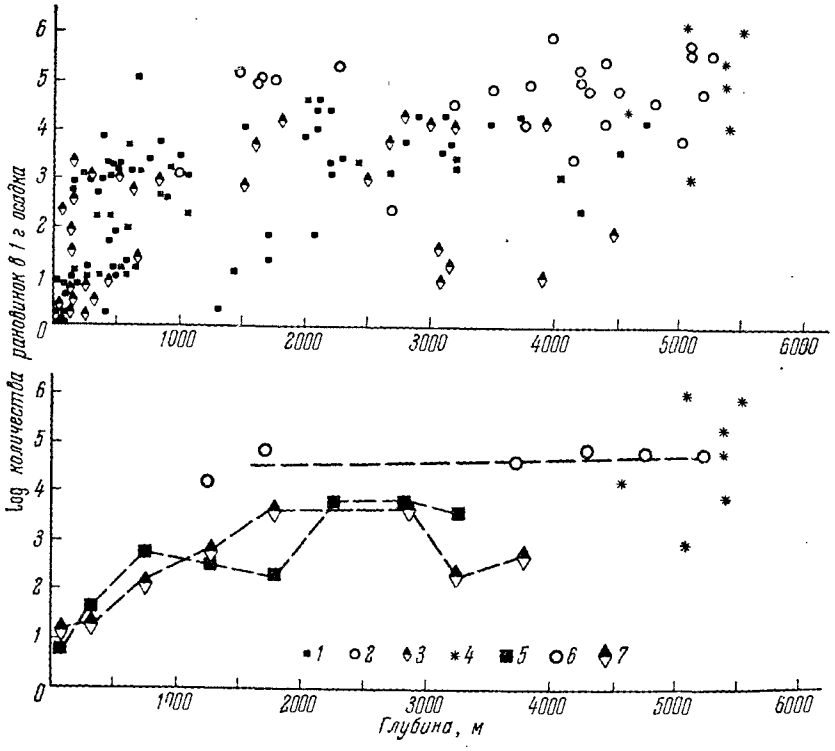


Рис. 12. Количество раковинок радиолярий в осадках различных глубин

1 — айсберговые осадки; *2* — диатомовые илы; *3* — карбонатные осадки; *4* — красная глубоководная глина и радиоляриевые илы; *5—7* — средние значения содержания раковинок в осадках различных типов для отдельных диапазонов глубин (0—250; 250—500; 500—1000; 1000—1500 *м* и т. д.)

шельфа на глубинах 60—600 *м* раковинок обычно мало (единичные экземпляры — сотни экземпляров). Самое высокое содержание (3100) (табл. 1) было отмечено в зал. Олаф Прюдс. Но здесь, как указывает А. П. Лисицын, на глубинах 150—700 *м* образуются мелкоалевритовые и даже глинисто-алевритовые диатомовые илы и относительно невелика роль терригенного разбавления.

Таблица 1

Содержание раковинок радиолярий в осадках различных типов

Осадки	Количество раковинок в 1 *г* осадка		Количество клеток диатомовых в 1 *г* осадка (по данным Козловой, 1962)
	Me	крайние значения	крайние значения
Айсберговые Антарктики: шельфа	50	10—3100	55 000—5 000 000
Айсберговые Антарктики: склона	1700	20—25 000	70 000—15 000 000
Айсберговые Антарктики: ложа	5000	900—97 000	
Терригенные вне айсберговой зоны	10	0—2000	—
Диатомовые илы	75 000	9800—295 000	15 000 000—102 800 000
Фораминиферовые илы	—	10—43 400	0—5000
Красная глубоководная глина	—	1200—48 000	—
Радиоляриевые илы	—	620 000—4 600 000	—

Значительно повышенное содержание раковинок радиолярий (несколько десятков тысяч) было также на несколько больших глубинах в осадках в районе Земли Эндерби. Но и в этом районе существуют особые условия формирования осадка и здесь образуются кремнистые илы, сходные с океаническими диатомовыми.

На материковом склоне число раковинок сильно колеблется, но чаще встречаются бо́льшие, чем на шельфе, их количества. На ложе океана в пределах распространения айсберговых осадков, количество раковинок радиолярий еще выше. Таким образом, с удалением от берегов количество радиолярий в осадке возрастает. Но основное значение при этом имеет не столько глубина образования осадка, сколько то, что с удалением от берегов ледовый и айсберговый разнос терригенного материала уменьшается. При незначительном поступлении его и на небольших глубинах может накапливаться значительное количество радиолярий.

В терригенных осадках вне Антарктики количество радиолярий в пробах обычно ниже, чем в айсберговых осадках. У восточных берегов Южной Америки, у устья Ла-Платы, они вообще встречались не в каждом грамме осадка. В пробах осадков у южного берега Африки, у берегов Австралии, Новой Зеландии и Южной Америки, на глубинах около 100 *м* встречаются только единичные экземпляры на грамм осадка.

На бо́льших глубинах содержание раковинок повышается. Например, у берегов Австралии на станциях 90 и 342 (глубина 226 и 180 *м*) в 1 *г* осадка насчитывалось до десяти экземпляров, а на ст. 343 (глубина 1500 *м*) — свыше ста. Такие же изменения удается проследить у берегов Африки. Самые высокие значения (до 2000 раковинок в 1 *г* осадка) обнаружены у Новой Зеландии на станциях 75 и 76 на сравнительно небольших глубинах (до 650 *м*). Вероятно, как и в зоне айсберговых осадков, глубина не основной фактор, определяющий количество радиолярий в терригенных осадках теплых широт.

В диатомовых илах Антарктики всегда очень высокое содержание раковинок: в грамме осадка здесь обычно насчитываются тысячи и десятки тысяч экземпляров. Особенно высокие значения отмечались в северо-западных районах области диатомовых илов Индийского сектора, но к 20° в. д., по разрезу Антарктида — Африка, содержание раковинок несколько снижалось. В Тихоокеанском секторе, по разрезу Антарктида — Новая Зеландия, отмечается их наименьшее количество (до 10 000). На станциях 404—411 содержание раковинок в 1 *г* осадка довольно высокое, но таких

значений (до 100 000 и даже больше), какие отмечались в западных районах Индийского сектора и диатомовых илах Тихоокеанского сектора, не было.

В фораминиферовых океанических осадках содержались очень различные количества радиолярий: от нескольких экземпляров на станциях 299 и 423—438 до многих тысяч на станциях 127 и 267 и 319—323.

Велики колебания содержания радиолярий и в красной глубоководной глине: от 1200 экземпляров на ст. 307 до 48 000 в Тасмановом море. В экваториальных районах Индийского и Тихого океанов (станции 309—316) содержались сотни тысяч, даже миллионы раковинок в грамме осадка. В этих районах происходит отложение радиоляриевых илов.

Если составить гистограммы для количеств раковинок радиолярий в пробах различных осадков (рис. 13), то можно увидеть, что значения

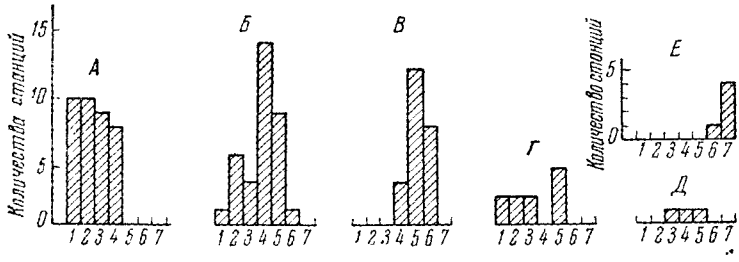


Рис. 13. Количество раковинок радиолярий в осадках различных типов

1 — от 1 до 10; *2* — от 10 до 100; *3* — от 100 до 1000; *4* — от 1000 до 10 000; *5* — от 10 000 до 100 000; *6* — от 100 000 до 1 000 000; *7* — свыше 1 000 000 раковинок в 1 *г* осадка; *А* — в айсберговых осадках шельфа Антарктиды; *Б* — в осадках материкового склона и ложа океана; *В* — в диатомовых илах; *Г* — в фораминиферовых илах; *Д* — в красной глубоководной глине; *Е* — в радиоляриевых илах

группируются более или менее компактно, и что для некоторых осадков имеются характерные наиболее часто встречающиеся количества. Мы попытались провести простейшую статистическую обработку данных и из кумулятивных рядов вывести значения медианы (Ме). Эта средняя отличается от обычно употребляемой медианы (М) тем, что она менее чутко отзывается на колебания крайних значений и более точно передает основную тенденцию материала. Из сравнения медианы с гистограммами видно, что значения ее действительно отражают наиболее часто встречающиеся количества раковинок в айсберговых осадках и диатомовых илах. Для фораминиферовых илов и красной глубоководной глины из-за небольшого числа проб, имевшихся в нашем распоряжении, значения медианы подсчитать не удалось.

При сопоставлении количества раковинок, содержащихся в одном грамме различных осадков, с их гранулометрическим составом, оказалось, что, хотя сами раковинки имеют размер среднего и мелкого песка и крупного алеврита (0,05—0,5 *мм*), значительные их количества встречаются не в песках и крупных алевритах (в пробах таких осадков их содержалось обычно всего единицы — сотни на 1 *г*), а в мелких алевритах и алеврито-глинистых и глинистых илах (где и были обнаружены десятки и сотни тысяч раковинок в 1 *г*).

Сравнивая содержание раковинок в осадках, различных по химизму, можно видеть, что максимумы их связаны с кремнистыми и слабокремнистыми осадками. Наибольшие количества отмечены в слабокремнистых радиоляриевых илах (с содержанием кремнезема до 30%) и в кремнистых диатомовых илах Антарктики (содержание кремнезема до 70%). С одной стороны, раковинки радиолярий сами вносят в осадок некоторую часть

кремнезема, а с другой — общее высокое содержание кремнезема создает благоприятные условия для сохранности раковинок. Ясно, что при разной сохранности раковинок и содержание кремнезема в осадках может быть различное.

Кроме того, раковинки разных комплексов, вероятно, также окажутся неравноценными по содержанию в них кремнезема. Так, при взвешивании раковинок тропического комплекса 267, 311 и 319-й станций, где многие из них были сильно растворены, оказалось, что 1000 экземпляров весят от 0,22 до 0,3 *мг*, между тем как 1000 раковинок хорошей сохранности антарктического комплекса весили от 0,6 до 1,1 *мг*. Правда, эти наши данные нуждаются в проверке.

Если сравнить количество раковинок радиолярий с содержанием клеток диатомей в диатомовых илах Антарктики, оказывается (табл. 1), что диатомей в этих осадках насчитывается в сотни и максимум в тысячи раз больше. Но створки их во много раз мельче раковинок радиолярий, и можно предполагать, что в диатомовых илах радиолярии должны уступать диатомовым по весу всего в несколько раз (4—5, как нам кажется) и составлять, следовательно, до 10% осадка. При взвешиваниях получилось, что на ст. 275 раковинки радиолярий составляли не меньше 6%, на ст. 243 — около 5%, а на ст. 17 — свыше 2% от веса осадка (в умеренных широтах и тропиках на ст. 267 — примерно 1,5%, а на станциях 311 и 319—22 и 17%).

Определения той части, которую составляют в осадках южных районов Атлантического океана целые раковинки радиолярий, были произведены О. Пратье (Pratje, 1951) (рис. 14). Можно провести сравнение имеющихся у нас по некоторым районам данных с данными Пратье. У берегов Южной Америки на станциях 477—484 в наших материалах практически не содержалось радиолярий, что соответствует данным Пратье. В прол. Дрейка на ст. 460 нами определено около 100 раковинок в 1 *г* осадка, что совпадает с указаниями Пратье (менее 1%). По разрезу по 20° в. д. у Пратье показано значение $<1\%$ от самого берега Африки до 45° ю. ш. В нашем материале на разных станциях этого района было различное содержание раковинок: у берегов Африки (станции 260, 500—502) содержались десятки, максимум сотни раковинок в 1 *г*, а южнее, на ст. 497 — около 28 000 экземпляров плохой сохранности, из-за чего (рис. 10) они должны составлять очень небольшую часть осадка. От 45 до 60° ю. ш. раковинки радиолярий, по данным Пратье, составляют менее 10% осадка; в нашем материале на станциях 247, 249, 250, 491 и 495 содержалось от 3000 до 30 000 массивных хорошей сохранности экземпляров и вполне вероятно, что они составляли до 10% осадка. Отсюда видно, что наши представления о роли радиолярий в этих осадках не противоречат данным Пратье.

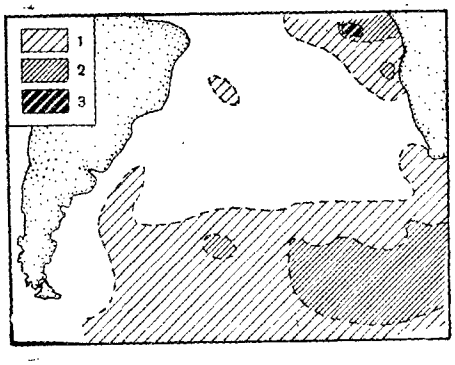


Рис. 14. Распределение раковинок радиолярий в донных осадках, по данным О. Пратье (Pratje, 1951)

1 — менее 1%; *2* — от 1 до 10%; *3* — более 10% осадка

На рис. 13 показано, как распределены различные количества раковинок радиолярий в осадках изученных районов. Видно, что бо́льшие количества раковинок распространены в открытых частях океанов, а у берегов их становится меньше. Выясняется, кроме того, что в более удаленных от материка районах зоны айсберговых осадков и в фораминиферовых илах

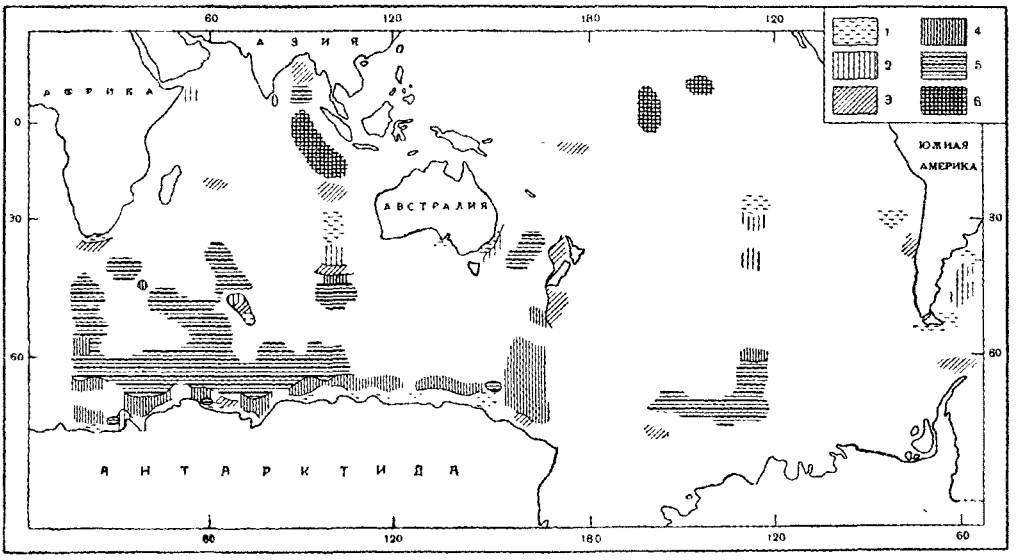


Рис. 15. Распределение раковинок радиолярий в донных осадках

1 — от 1 до 10; *2* — от 10 до 100; *3* — от 100 до 1000; *4* — от 1000 до 10 000; *5* — от 10 000 до 100 000; *6* — свыше 100 000

юго-западной части Индийского океана численность раковинок примерно такая же, как и в зоне диатомовых илов.

Повышенные содержания раковинок радиолярий не ограничены какой-либо определенной границей, связанной с географическим районированием южного полушария. Более того, имеется определенное несовпадение с общим распределением кремнезема в осадках этих районов (см. статью А. П. Лисицына в настоящем сборнике). Наибольшее количество кремнезема отмечается в диатомовых илах Антарктики, а не в радиоляриевых. Это объясняется тем, что радиолярии вносят в осадок меньше кремнезема, чем диатомеи. Кремнезема оказывается очень мало также там (например, в Тасмановом море, в юго-западной части Индийского океана), где обнаружены довольно большие количества раковинок радиолярий. Такое несоответствие можно объяснить тем, что раковинки здесь сильно растворены и кремнезема содержат, видимо, мало.

Из сказанного выше можно сделать вывод, что количество раковинок в осадке зависит от общих условий его формирования, а степень их развития в планктоне имеет лишь подчиненное значение. При этом количество раковинок в осадке не точно определяет ту роль, которую играют в нем радиолярии. Так, в радиоляриевых илах раковинки радиолярий составляют свыше 20% веса осадка, а в диатомовых илах — 5—10%, но по количеству раковинок радиоляриевые илы превосходят диатомовые не в 3—4 раза, а в десятки раз. Поэтому при определении той роли, которую играют раковинки радиолярий в осадке, важно принимать во внимание и степень их сохранности, и видовой состав.

Вопрос о том, насколько полно картина распространения раковинок радиолярий в осадках может отражать их развитие в планктоне, требует постановки специального исследования. Он связан с выяснением степени сохранности раковинок различных видов в разных условиях. Но уже из изложенного можно сделать вывод, что раковинки тех видов, которые развиваются в планктоне (как в теплых широтах, так и в Антарктике), встречаются и в осадках этих районов, а смена видового состава в планктоне разных климатических зон отражается на составе раковинок в осадках.

Но преобладание отдельных видов в осадках может в большей мере обусловливаться строением раковинки (обеспечивающим наилучшую сохранность), чем преобладанием в планктоне. И, напротив, частые в планктоне формы могут в большинстве не достигать осадка (среди насселярий это, видимо, многие *Plectoidae*). Поэтому вывод о том, что наиболее часто встречающиеся в осадке виды составляют большинство и в планктоне, надо делать очень осторожно. Точно так же не всегда обилие радиолярий в планктоне дает соответственно большое количество их и в осадке: решающее значение тут могут иметь другие более интенсивно идущие процессы осадкообразования.

В дальнейшем, если будет подробно изучена экология отдельных видов радиолярий и если при этом обнаружатся виды, связанные с определенными гидрологическими условиями, то изучение распространения раковинок радиолярий в осадках может оказаться очень перспективным. Имеются все основания ожидать, что тогда получит развитие, в дополнение к диатомовому анализу, радиоляриевый анализ морских отложений.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П. и Скорнякова Н. С. Карта донных осадков мирового океана.— В сб.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Богоявленский А. Н. Гидрохимические исследования. Вторая морская экспедиция на д/э «Обь» 1956—1957 гг. Л., Изд-во «Морской транспорт», 1959.

Бруевич С. В. К геохимии кремния в море.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.

Горюнова С. В. Некоторые закономерности развития и распада планктонных форм водорослей в дальневосточных морях.— Труды океаногр. комис., т. 3, 1958.

Догель В. А. Новые данные о филогении радиолярий.— Зоол. ж., 1950, XXIX, вып. 6.

Догель В. А. Общая протистология. М., «Советская наука», 1951.

Догель В. А. и Решетняк В. В. Материалы по радиоляриям северо-западной части Тихого океана.— Иссл. дальневост. морей СССР, вып. III, 1952.

Догель В. А. и Решетняк В. В. Положение различных Nassellaria в воде во время флотирования.— Зоол. ж., 1953, XXXVII, вып. 1.

Жузе А. П. О палеогеографии дальневосточных морей (по материалам диатомового анализа донных отложений).— Труды III сес. Всесоюз. палеонтол. о-ва. «Вопросы биостратиграфии континентальных толщ». М., Госгеолтехиздат, 1959.

Иванов Ю. А. Положение и сезонная изменчивость фронтальных зон в Антарктике.— Докл. АН СССР, 1959, 129, № 4.

Козлова О. Г. Диатомовые водоросли во взвеси и в донных осадках южной части Индийского и Тихого океанов. Ин-т океанологии АН СССР, Дисс. на соиск. уч. степени канд. биол. наук. М., 1962.

Лисицын А. П. Некоторые данные о распределении взвеси в водах Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 12, 1955.

Лисицын А. П. Методика изучения взвеси с геологическими целями.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 19, 1956.

Лисицын А. П. Осадкообразование в южных частях Индийского и Тихого океанов.— XXI междунар. геол. конгресс, Докл. сов. геол. Проблема 10. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана.— В сб.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Лисицын А. П., Петелин В. П. К методике предварительной обработки проб морских осадков в судовых условиях.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 19, 1956.

Лисицын А. П. и Живаго А. В. Современные методы изучения геоморфологии и осадков дна морей Антарктики.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 6.

Макеров Ю. В. Антарктика, ч. II. Основные черты гидрологического режима антарктических вод. Л., Гидрометеоиздат, 1956.

Мордухай-Болтовский Д. Д. Геометрия радиолярий.— Уч. зап. Ростовск. гос. ун-та, вып. VIII, 1936.

Основы палеонтологии, т. I. Простейшие. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Cleve P. T. Plankton collected by Swedish Expedition to Spizbergen in 1898. Kgl. Svenska vetenskaps-Akad. handl., 1899, 32, № 3.

Ehrenberg C. G. Mikrogeologie. Das Erden- und Felsenschaffende Wirken des unsichtbar kleinen selbstständigen Lebens auf der Erde. Leipzig, 1854.

Ehrenberg C. G. Mikrogeologische Studien uber das kleinste Leben der Meeres-Tiefgrunde aller Zonen und dessen geologischen Einfluss.— K. Akad. Wiss. Berlin Abhandl., 1873.
Haeckel E. Die Radiolarien (Rizopoda radiata). Eine Monographie. Berlin, 1862.
Haeckel E. Report on the radiolaria collected by H. M. S. «Challenger» during the years 1873—1876.— Challenger Exped. Repts. Zool., 1887, 18.
Jörgensen E. The protist plankton and the diatoms in bottom samples radiolaria.— Bergens Museum skr., 1905.
Jörgensen E. G. Solubility of silica in diatoms.— Physiol. plantarum, 1955.
Lewin J. Dissolution of silica from diatoms walls.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, 21.
Meyen F. Beitrage zur Zoologie, gesammelt auf einer Reise an Die Erde (Physatium, Sphaerozoum).— Nova Acta Acad. Garol. Leopold., 1834, I, 6, suppl.
Popofsky A. Die Radiolarien der Antarctis (mit Ausnahme der Tripyllen).— Deutsche Südpolar-Exped., Bd. X, Zool., Bd. II, N 3, 1908.
Popofsky A. Die Sphaerellaren des Warmwassergebieter.— Deutsche Südpolar-Exped., Bd. XIII, Zool., Bd. V, H. 11, 1912.
Popofsky A. Die Nassellarien des Warmwassergebietes.— Deutsche Südpolar-Exped., Bd. XIV, Zool., Bd. IV, H. 2, 1913.
Pratje O. Die Kieselsaureorganismen des Südatlantischen Ozeans als Leitformen in Bodenablagerungen.— Dtsch. hydrogr. Z., Bd. 4, H. 1/2, 1951.
Riedel W. R. Radiolaria in Antarctic sediments. B. A. N. Z. A. R. E. Repts. Ser. B, v. VI. pt. 10 ,1958.
Riedel W. R. Siliceous organic romains in pelagic sediments.— In «Silica in sediments», 1959.

С. Б. Кругликова

Институт океанологии АН СССР

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОЛЯРИЙ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ ПОЛОВИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Целью нашего исследования являлось выяснение количественного содержания радиолярий в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана. Эти исследования проводились для определения роли радиолярий в процессе современного осадконакопления. Известно, что радиолярии, наряду с другими организмами — кремнистыми губками, диатомовыми, силикофлагеллятами — являются важным источником накопления биогенного кремнезема в осадках. По ориентировочной оценке У. Ридела (Riedel, 1959) диатомовые, радиолярии и в меньшей степени губки и силикофлагелляты составляют до 40% некоторых пелагических осадков Тихого океана. Однако, вопрос о том, какая часть кремнезема вносится радиоляриями, а какая — другими организмами, фактически остается невыясненным. Чтобы подойти к его решению, нужно было прежде всего представить себе картину распределения радиолярий в современных донных осадках.

Далеко не все радиолярии участвуют в биогенном кремненакоплении в осадках Мирового океана. Из пяти отрядов фактически только два — *Spumellaria* и *Nassellaria*, имеющие кремневый скелет,— хорошо сохраняются в осадках. Представители третьего отряда — *Pheodaria* — очень редко встречаются в современных осадках, а достоверные сведения о нахождении их в древних отложениях вообще отсутствуют. Два отряда радиолярий — *Sticholonchea* и *Acantharia* — не сохраняются в донных осадках, хотя В. Шевяков (1926) обнаружил в скелете акантарий до 21,6% SiO_2 в составе сложного алюмокальциевого силиката.

Таким образом, сохраняемость радиолярий в донных осадках зависит прежде всего от химического состава их скелета.

Наша работа выполнена под руководством А. П. Жузе в Отделе морской геологии Института океанологии АН СССР. Изучение систематического состава радиолярий в донных осадках северной половины Тихого океана проводилось в Зоологическом институте АН СССР под руководством профессора А. А. Стрелкова.

Радиолярии изучались в 124 (табл. 1) пробах поверхностного слоя осадков, мощность которого достигала 0—3 *см* и лишь в нескольких случаях — 7—10 *см*. Из них 121 проба собрана в рейсах э/с «Витязь», а 3 переданы нам Скриппсовским институтом океанографии (США).

Для подсчета радиолярий в донных осадках обычно использовалось 50 *мг* сухого осадка. На 15 станциях брались бо́льшие навески (100, 200 *мг* и

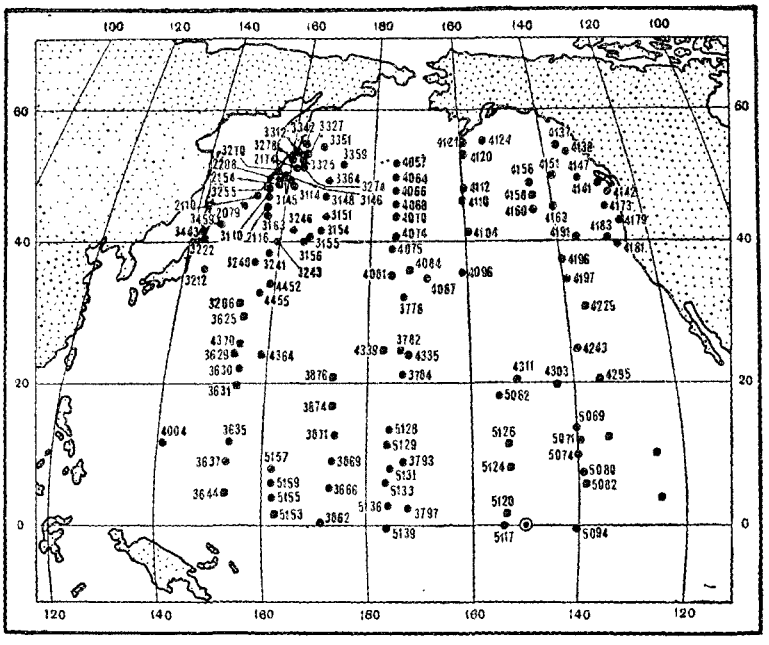


Рис. 1. Карта исследованных станций

более). Осадки отмывались от части пелитовой фракции и заключались в канадский бальзам.

В каждой пробе осадка обычно подсчитывались все радиолярии (целые экземпляры и определимые обломки), но при очень высоких их концентрациях подсчету подвергались лишь $^1/_3$ или $^1/_4$ часть общего количества. Полученные результаты по содержанию радиолярий во взятой навеске пересчитывались на 1 *г* сухого осадка.

Известные работы по радиоляриям как биологического, так и палеонтологического направления фактически не содержат материалов по их количественному распределению в планктоне и содержанию в осадках. В данном случае мы прежде всего имеем в виду те два отряда радиолярий — *Nassellaria* и *Spumellaria*,—которые сохраняются в донных осадках. Для Тихого океана У. Ридел (Riedel, 1951) указывает единственную цифру в 540 000 экземпляров радиолярий на 1 *г* сухого осадка в отложениях экваториальной зоны (0° 20′ с. ш., 150° 36′ з. д., глубина 4403 *м*).

Косвенным путем о содержании радиолярий в осадках Тихого океана можно судить по данным, приведенным в ранее упомянутой работе Ридела (Riedel, 1959) и работе О. Бэнди (Bandy, 1961).

У. Ридел занимался изучением остатков организмов с кремневыми скелетами в поверхностном слое осадков Тихого окана в области, ограниченной координатами 180—110° з. д., 60° с. ш., 20° ю. ш.

Аморфный кремнезем осадков в этом районе представлен остатками диатомовых, радиолярий и отчасти спикулами губок. Это свидетельствует в какой-то мере об обилии радиолярий. К югу от 13° с. ш. до 5—15° ю. ш. располагаются радиоляриевые и фораминиферовые илы, в которых весовой процент биогенного кремния (в бескарбонатном материале) колеблется от 5 до 80. В экваториальной области, по Риделу, развита особенно богатая фауна радиолярий.

Данные О. Бэнди касаются осадков Калифорнийского залива. Он определял число панцирей диатомовых, раковинок фораминифер и радиолярий в комплексе диатомовые — фораминиферы — радиолярии в грамме сухого осадка. Радиолярии, по его подсчетам, составляли в этом комплексе

Таблица 1

№ станции	Координаты		Глубина, м	Содержание радиолярий, экз/г
2079	44°29′ с. ш.	148°09′ в. д.	275	200
2110	46 10 »	152 50 »	3782	6680
2116	45 16 »	156 31 »	5220	65540
2154	48 39 »	158 25 »	5591	48040
2174	51 20 »	161 48 »	5574	37640
2208	49 29 »	158 41 »	7316	23260
3110	46 10 »	156 13 »	4585	47060
3114	48 39 »	160 51 »	5571	23000
3145	50 58 »	159 56 »	4925	15280
3146	50 47 »	160 22 »	7307	5100
3148	46 50 »	169 21 »	3050	7400
3151	44 19 »	170 04 »	5167	61000
3154	41 09 »	167 06 »	5656	38620
3155	40 31 »	166 12 »	5656	52280
3156	39 57 »	164 52 »	5414	101520
3163	43 49 »	156 38 »	5441	117680
3206	30 48 »	153 02 »	5836	73000
3212	35 46 »	145 41 »	5830	27900
3222	40 47 »	142 58 »	1455	2340
3240	37 42 »	156 23 »	5801	113800
3241	38 18 »	157 40 »	5680	27220
3243	39 43 »	159 48 »	5520	18800
3246	41 39 »	162 15 »	5694	186840
3255	48 17 »	157 36 »	5307	14360
3270	51 06 »	157 51 »	230	220
3274	51 64 »	162 17 »	5417	33000
3278	53 12 »	160 07 »	130	60
3312	54 18 »	161 11 »	532	187
3325	52 03 »	166 44 »	4016	40200
3327	53 03 »	164 29 »	3025	9400
3342	54 42 »	164 30 »	4888	23220
3351	54 17 »	167 45 »	2416	13740
3359	51 30 »	172 04 »	4880	50020
3364	48 21 »	168 54 »	2900	24580
3443	41 01 »	142 26 »	4450	6380
3459	42 47 »	146 38 »	3461	16600
3625	28 48 »	154 02 »	6008	0
3629	23 56 »	154 02 »	5143	47300
3630	21 54 »	154 00 »	5733	1060
3631	19 55 »	153 58 »	5643	12220
3635	10 52 »	153 49 »	5820	100
3637	8 25 »	153 46 »	5689	6700
3644	4 34 »	153 53 »	3870	2960
3778	30 58 »	174 13 »	5478	0
3782	23 55 »	173 39 »	4967	20
3784	20 13 »	173 38 з. д.	5262	5
3793	8 35 »	174 15 »	6008	2295
3797	2 01 »	172 32 »	5328	41565
3862	0 09 »	171 43 в. д.	4700	220

Таблица 1 (продолжение)

№ станции	Координаты		Глубина, м	Содержание радиолярий, экз/г
3866	5°02′ с. ш.	172°16′ в. д.	4413	22860
3869	9 17 »	173 03 »	5220	123000
3871	12 20 »	173 06 »	5585	520
3874	10 10 »	173 03 »	5533	1960
3876	20 02 »	172 38 »	5120	20
4004	11 20 »	142 16 »	10630—10710	10
4057	51 26 »	176 02 з. д.	2057	150
4064	48 48 »	175 35 »	5688	16200
4066	47 18 »	175 57 »	5735	4945
4068	45 50 »	175 46 »	5782	11150
4070	44 05 »	175 47 »	5803	73420
4074	40 24 »	175 41 »	6065	12960
4075	39 33 »	176 01 »	5877	31065
4081	34 59 »	176 00 »	2414	120
4084	34 59 »	172 56 »	5971	24225
4087	35 01 »	169 30 »	6070	860
4096	34 55 »	160 46 »	5840	31000
4104	41 07 »	159 53 »	5497	105800
4110	45 47 »	160 10 »	5240	38900
4112	47 32 »	160 03 »	5158	62700
4120	53 39 »	159 30 »	6223	9780
4121	54 22 »	159 33 »	470	300
4124	54 27 »	155 41 »	5552	8060
4137	54 24 »	136 57 »	3006	96800
4138	54 24 »	134 43 »	2507	65120
4141	49 28 »	128 47 »	2405	42340
4142	48 41 »	126 12 »	131	560
4147	49 35 »	133 56 »	3460	44480
4151	49 38 »	139 42 »	3970	9200
4156	48 20 »	144 16 »	9703	4320
4158	46 57 »	144 00 »	4658	60
4160	44 53 »	144 03 »	4689	390
4163	44 50 »	140 16 »	4409	1400
4173	45 02 »	128 52 »	2620	11100
4179	42 40 »	124 59 »	1194	2320
4181	39 59 »	125 09 »	1748	6360
4183	40 00 »	127 39 »	4460	7540
4191	40 20 »	135 46 »	4569	0
4196	37 38 »	139 59 »	5484	0
4197	35 03 »	139 59 »	5412	0
4229	30 04 »	136 34 »	4778	0
4243	24 56 »	139 51 »	4368	0
4295	20 01 »	136 14 »	5237	60
4303	19 57 »	144 04 »	5577	0
4311	20 03 »	151 50 »	5317	262000
4335	23 47 »	173 38 »	4962	275
4339	28 58 »	177 05 »	5423	360
4364	24 07 »	158 57 в. д.	1540	1500
4370	26 12 »	153 43 »	6072	6680

Таблица 1 (окончание)

№ станции	Координаты		Глубина, *м*	Содержание радиолярий, *экз/г*
4452	33°28′ с. ш.	158°40′ в. д.	2652	360
4455	32 46 »	158 17 »	2650	24480
5062	17 27 »	155 11 з. д.	5096	5880
5069	13 55 »	140 36 »	4993	20880
5071	12 10 »	140 37 »	4910	25600
5074	10 30 »	140 01 »	4858	82580
5080	8 06 »	139 52 »	5104	12640
5082	5 57 »	139 58 »	4830	24500
5094	0 02 ю. ш.	140 07 »	4290	212000
5117	0 с. ш.	154 »	4716	291180
5120	1 46 »	154 31 »	4638	2580
5124	7 55 »	153 04 »	5571	351420
5126	11 17 »	154 07 »	5142	29400
5128	12 57 »	176 06 »	5142	23700
5129	11 15 »	176 16 »	5650	1060
5131	7 51 »	175 57 »	3936	60
5133	5 58 »	176 04 »	5416	69300
5136	2 59 »	176 32 »	5324	107200
5139	0 03 »	176 07 »	5530	178600
5153	1 »	160 в. д.	4220	32400
5155	3 22 »	161 55 »	3745	44400
5157	5 32 »	162 02 »	4609	34100
5159	7 »	161 »	4920	11780
СНИВА SCO_{25}	4 37 »	125 26 з. д.	4480	42500
СНИВА SCO_7	11 10 »	125 34 »	4645	139000
$Midpacific_{72}$	12 48 »	134 26 »	4760	2120

больше 50% в наиболее глубоких участках южной части залива и вокруг некоторых котловин в его центре. В осадках северной части залива, континентального шельфа и батиальной зоны 50% комплекса почти всюду составляют бентические и планктонные фораминиферы. В осадках большинства котловин, а также во многих местах в верхней части батиальной зоны, особенно непосредственно ниже края шельфа, доминируют диатомовые. Данных о количестве радиолярий в 1 *г* сухого осадка Бэнди не приводит.

Полученные нами материалы по количественному распределению радиолярий в поверхностном слое осадков послужили основой для составления карты (рис. 2). При этом были учтены сведения о подводном рельефе северной половины Тихого океана и вещественно-генетические типы осадков.

Было отмечено, что количество радиолярий в осадках сильно меняется в зависимости от типа и гранулометрического состава осадка. Кроме того, имеются определенные закономерности в их количественном распределении по глубинам.

Нами исследовано 124 пробы осадков в диапазоне глубин от 130 до 10 630 *м*, из них в 8 пробах радиолярии обнаружены не были. Минимальное содержание раковинок (5 *экз/г*) обнаружено в красной глине, а максимальное (351 420 *экз/г*) — в радиоляриевых илах экваториальной зоны океана.

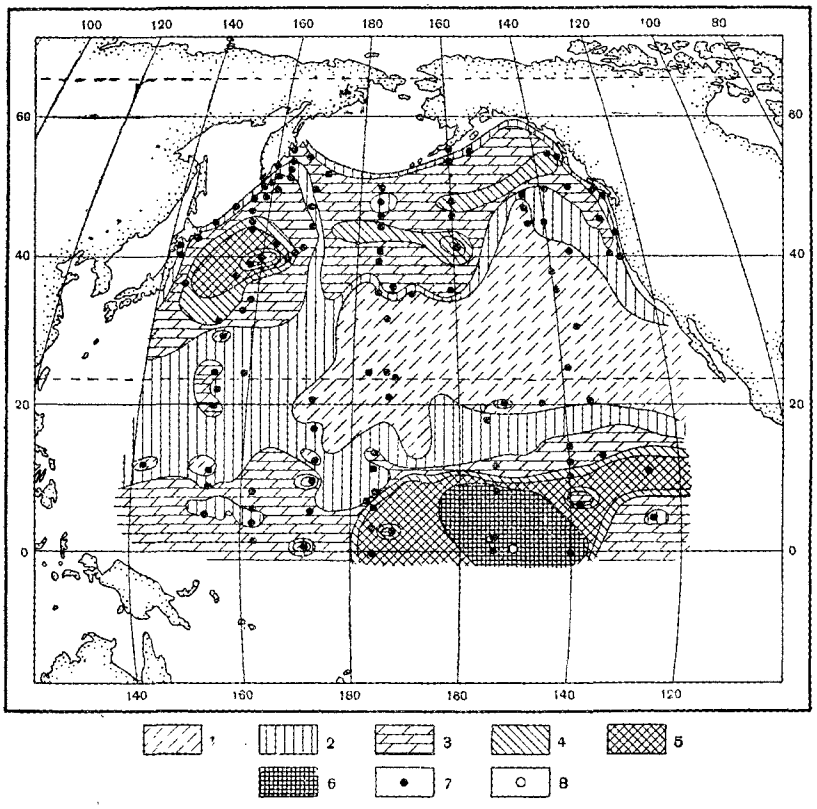


Рис. 2. Содержание радиолярий в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана (в *экз/г*)

1 — 1—1000; *2* — 1—10 тыс.; *3* — 10—50 тыс.; *4* — 50—100 тыс.; *5* — 100—200 тыс.; *6* — > 200 тыс.; *7* — исследованные станции; *8* — по литературным данным

В распределении радиолярий в осадках четко выражены черты зональности, присущие распределению других организмов, населяющих северную половину Тихого океана. По содержанию радиолярий в осадках можно выделить три зоны — бореальную, тропическую и экваториальную.

Первая область занимает огромные площади на севере Тихого океана. Границами ее служат на севере — Алеутские острова, на западе — Японские, Курильские острова и побережье Камчатки, на востоке — побережье Америки. Южная граница области совпадает с 30° с. ш. в западной и 50° с. ш. в восточной частях океана.

В пределах этой области распространены терригенные и слабокремниевые диатомовые осадки (северо-запад и прибрежные районы на севере и северо-востоке Тихого океана). К югу от зоны терригенных осадков располагаются красные глубоководные глины и карбонатные осадки, имеющие здесь пятнистое распространение.

Наиболее характерными для бореальной области являются осадки с содержанием радиолярий от 0 до 50 000 *экз/г*. Они покрывают здесь большую часть дна. В этой области отмечаются и более высокие концентрации радиолярий, приуроченные в основном к слабокремнистым диатомовым илам, которые распространены в северо-западных и северо-восточных частях океана. В западной части, в пределах 135—170° в. д. и 43—35° с. ш., концентрации радиолярий достигают 186 000 *экз/г*.

На востоке бореальной области имеется также небольшое пятно осадков, где насчитывается до 105 800 *экз/г* радиолярий (160° з. д., 41° с. ш.— ст. 4104).

Концентрации радиолярий в пределах 50—100 тыс. *экз/г* характеризуют две узкие полосы осадков, вытянутые в широтном направлении по 40 и 50° с. ш.

В осадках Гавайского хребта содержание радиолярий снижается до 1—10 000 *экз/г* по сравнению с осадками, лежащими к западу и востоку от хребта. Еще более низкие концентрации радиолярий (1—1000 *экз/г*) характерны для терригенных осадков узкой прибрежной полосы всего Тихого океана.

В тропической области, на обширных площадях дна океана от 30 до 15° с. ш. распространены два типа осадков — красные глубоководные глины и в меньшей степени фораминиферовые илы.

Бо́льшую часть этой области занимают осадки с минимальными для северной части океана концентрациями радиолярий — от 1—1000 *экз/г*. На некоторых станциях в восточной части области радиолярии в осадках полностью отсутствовали. Несколько богаче радиоляриями (1—10 000 *экз/г*) обширный район к западу от 175° в. д. Такие же концентрации характерны для неширокой полосы осадков к югу от 47° с. ш. вдоль берегов Америки.

В пределах тропической области отмечаются небольшие пятна осадков с более высокими концентрациями, совершенно не характерными для этой зоны. Около Гавайских островов располагаются осадки, в которых концентрация радиолярий достигает 262 000 *экз/г* (20° с. ш., 152° з. д.). Пятно осадков с концентрацией радиолярий до 50 тыс. *экз/г* имеется и на западе тропической области.

В экваториальной области в пределах широт 15—10—0° с. ш. располагаются радиоляриевые и фораминиферовые илы, а местами — типичные красные глины.

Экваториальная область характеризуется наиболее высоким содержанием радиолярий в осадках. Максимальные концентрации достигают по нашим данным 350 тыс. *экз/г*, а, по данным У. Ридела (Riedel, 1951) — 540 тыс. *экз/г*. Очень высокие концентрации радиолярий обнаружены не только в радиоляриевых, но и в фораминиферовых илах, например в районе 160—140° з. д. и 8—0° с. ш.

Несколько бо́льшую площадь (180—140° з. д., 13—0° с. ш. и 140—120° з. д., 12—8° с. ш.) занимают осадки с концентрацией радиолярий до 200 тыс. *экз/г*,— это также радиоляриевые и фораминиферовые илы.

К западу в фораминиферовых илах и красных глинах содержание радиолярий снижается до 10—50 000 *экз/г*. Лишь в маленьком пятне осадков (10° с. ш., 172° в. д.) оно составляет 123 000 *экз/г*.

Распределение радиолярий по поверхности дна океана соответствует известным общим закономерностям распределения фито- и зоопланктона в северной половине Тихого океана. Вероятно, в осадках имеется достаточно близкая проекция той картины, которая характеризует распределение радиолярий в планктоне.

Более точно характер распределения радиолярий в планктоне отражается на карте, составленной нами для поверхностного слоя осадков в пересчете на бескарбонатный материал (рис. 2).

При пересчете нами были использованы данные Отдела морской геологии Института океанологии АН СССР по содержанию $CaCO_3$ в осадках (по материалам 110 станций). На примере ст. 5157 мы покажем ход наших рассуждений при пересчете.

Содержание радиолярий в 1 *г* натурального сухого осадка равно 4400 *экз*. $CaCO_3$ составляет 84% веса осадка.

Следовательно, 4400 экз. радиолярий заключены в 16% осадка и содержание их в 1 *г* бескарбонатного осадка можно определить следующим образом: 4400 100: 16 = 27500 *экз/г*. На карте содержания радиолярий в пересчете на бескарбонатный материал еще более отчетливо выступает

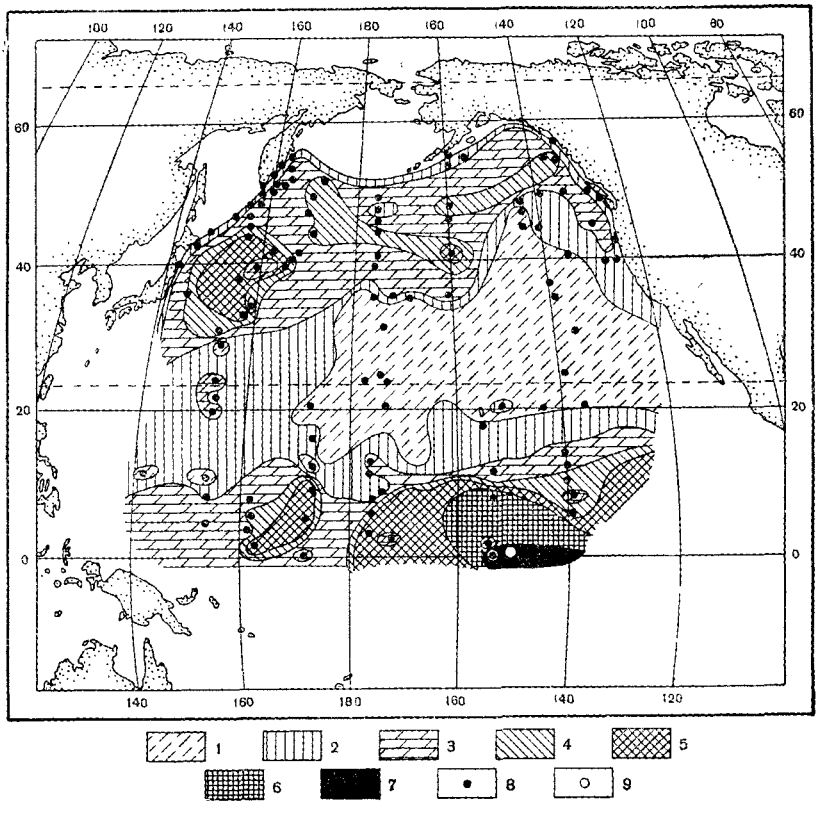


Рис. 3. Содержание радиолярий в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана в пересчете на бескарбонатный материал (в *экз/г*)

1 — 1—1000; *2* — 1—10 тыс; *3* — 10—50 тыс.; *4* — 50—100 тыс.; *5* — 100—200 тыс.; *6* — 200 — 500 тыс.; *7* — > 500 тыс.; *8* — исследованные станции; *9* — по литературным данным

широтная зональность распределения радиоляриевых осадков, особенно в приэкваториальных водах.

По сравнению с картой содержания радиолярий в натуральных осадках здесь выделяется наиболее богатая ими зона. Благодаря тому, что снимается разбавляющее влияние известковых осадков, в восточной части экваториальной зоны появилась полоса осадков, в которых содержание радиолярий превышает 500 000 (на одной из станций до 1274 000 *экз/г*).

В западной части экваториальной области осадки, содержащие радиолярии в количествах больше 100 000 *экз/г* в пересчете на бескарбонатный материал, занимают бо́льшие площади, чем в расчете на натуральный осадок (0—10° с. ш., 160—178° в. д.). Несколько увеличиваются размеры площади со сходным содержанием радиолярий и в северо-западной части океана. Расширяются и площади осадков с содержанием радиолярий 50—100 тыс. *экз/г* (с 52—44° с. ш. по 170° в. д.).

Благодаря тому, что снимается разбавляющее влияние карбонатов, осадки Гавайского хребта на этой карте переходят в более высокую градацию.

Проведенный нами статистический анализ конкретных данных позволил выяснить существование определенной взаимосвязи между содержанием радиолярий в осадках и географическим положением, глубиной, гранулометрическим составом и вещественно-генетическим типом осадка.

В табл. 2, построенной на основании изучения материала 124 станций, приводятся лимиты, медианы и средние содержания радиолярий в исследованных осадках. Среднее содержание радиолярий вычислялось как среднее геометрическое содержаний ряда проб по формуле: $Q = \sqrt[n]{x_1 \cdot x_2 \ldots x_n}$, где n — число проб; $x_1, x_2 \ldots x_n$ — число радиолярий в каждой пробе.

Таблица 2

Содержание радиолярий в осадках различных географических широт

Широта	Минимум (min.)	Медиана (Me)	Максимум (Max)	Среднее содержание (Q)
60—40° с. ш.	60	14 050	186 840	9 780
40—15° » »	0	1 220	262 000	3 630
15—0° » »	0	22 280	351 540	22 400

Приведенные данные говорят о том, что осадки в зоне 15—0° с. ш. содержат наибольшее количество радиолярий. Бедны ими осадки в пределах 60—40° с. ш. и особенно в центральной части тропической области (40—15°).

Полученный нами материал показывает существование определенной закономерности распределения радиолярий в осадках в зависимости от глубины места (рис. 4).

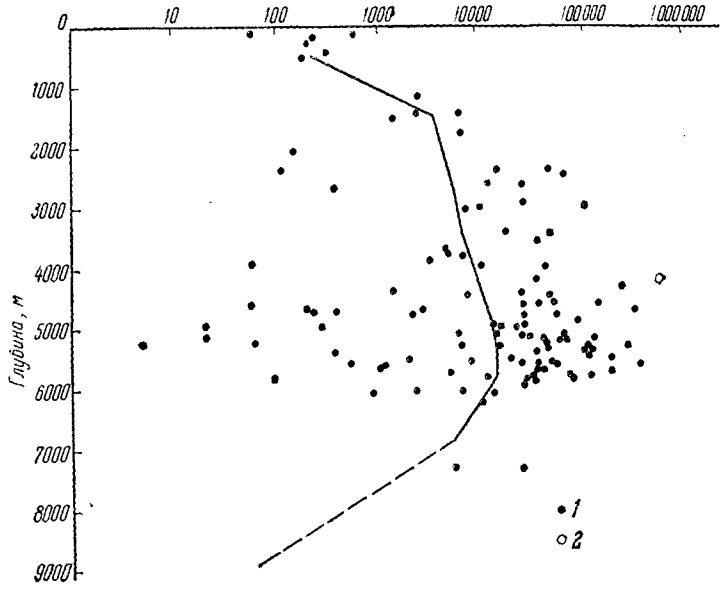


Рис. 4. Количественное распределение радиолярий в зависимости от глубины места (в *экз/г*)

1 — исследованные станции; *2* — по литературным данным

Бо́льшая часть станций, на которых обнаружены радиолярии, расположена на глубинах 4500—6000 *м*. Содержания радиолярий от 1 до 1000 *экз/г* отмечены в пробах в диапазоне глубин от 130 до 10 630 *м*, а больше 10 000 *экз/г* — на глубинах более 2000 *м*.

Общая тенденция количественного распределения радиолярий в осадках в зависимости от глубины места более четко выявляется на основании их средних содержаний в 1 *г* осадка.

На рис. 3 показана кривая распределения средних геометрических содержаний радиолярий (Q) в пробах, взятых в определенном диапазоне глубин. В зависимости от количества имевшихся в нашем распоряжении данных мы получили средние содержания для глубин 0—1000 *м*, 1000—2000, 2000—3000, 3000—4000, 4000—5000, 5000—5500, 5500—6000, 6000—7500 *м*. Точка на глубине 10 610 *м* дана на основании единственной пробы из Марианской впадины.

Кривая распределения средних содержаний показывает, что минимальные количества радиолярий отмечены на глубинах меньше 1000 *м*, а также в осадках на максимальных глубинах — от 6 до 10 000 *м*. По мере увеличения глубины от 0 до 5—6000 *м* количество радиолярий в расчете на 1 *г* осадка возрастает. Как видно из нашего графика, максимальные содержания характерны для глубин 5000—6000 *м*. С увеличением глубин свыше 6000 *м*, по нашим данным, количество радиолярий в осадках падает.

Минимальные содержания радиолярий отмечены в прибрежных районах и на подводных поднятиях, где радиолярии разбавляются терригенным материалом и фораминиферами. Иначе говоря, самые бедные радиоляриями осадки приурочены к глубинам меньше 1000 *м*. Столь же низкие концентрации радиолярий характерны для осадков центральной части океана в областях широкого распространения типичных красных глубоководных глин на глубинах более 6000 *м*.

Содержание радиолярий свыше 100 000 *экз/г* свойственно осадкам, лежащим преимущественно на глубинах 4500—6000 *м*, т. е. в тех районах, где мало сказывается разбавляющее влияние терригенного и фораминиферового материала.

Таким образом, связь количества радиолярий в донных отложениях с глубиной не носит характера прямой зависимости, а проявляется косвенным путем, через накопление карбонатных и терригенных осадков (Riedel, 1959; Безруков, Лисицын, Петелин, Скорнякова, 1961).

Представляет интерес количественное распределение радиолярий в определенных фракциях осадков. Для выяснения этого мы подсчитали количество радиолярий в двух пробах осадка, разделенного на фракции, со ст. 3327 на севере бореальной области и ст. 5124 в экваториальной области (см. табл. 3).

Таблица 3

Распределение радиолярий по фракциям в натуральном осадке (в %)

№ станции	Фракции		
	> 0,1 *мм*	0,1—0,05 *мм*	0,05—0,01 *мм*
3327	13,4	39,7	47,8
5124	5,3	5,7	89

Радиолярии подсчитывались в следующих фракциях осадка: больше 0,1 *мм*, 0,1—0,05, 0,05—0,01 *мм*. В пелитовой фракции (меньше 0,01 *мм*) подсчета не производилось, поскольку в нее редко попадают целые скелеты радиолярий, встречаются преимущественно их обломки; здесь не исключена возможность нахождения немногочисленных молодых стадий радиолярий или отдельных игл. Практически можно принять количество радиолярий в фракциях больше 0,01 *мм* за 100%.

Данные табл. 3 говорят о том, что радиолярии сосредоточены в основном в пределах алевритовой фракции (от 0,1 до 0,01). В зависимости от

видового состава фауны они могут концентрироваться преимущественно в одной из алевритовых фракций — в крупном или в мелком алеврите.

Полученные нами результаты подтверждают известное положение об увеличении крупности радиолярий в холодноводных районах по сравнению с тепловодными. В данном случае совершенно очевидно возрастание количества крупных форм на ст. 3327, на севере бореальной области, по сравнению со ст. 5124 из тропической области океана.

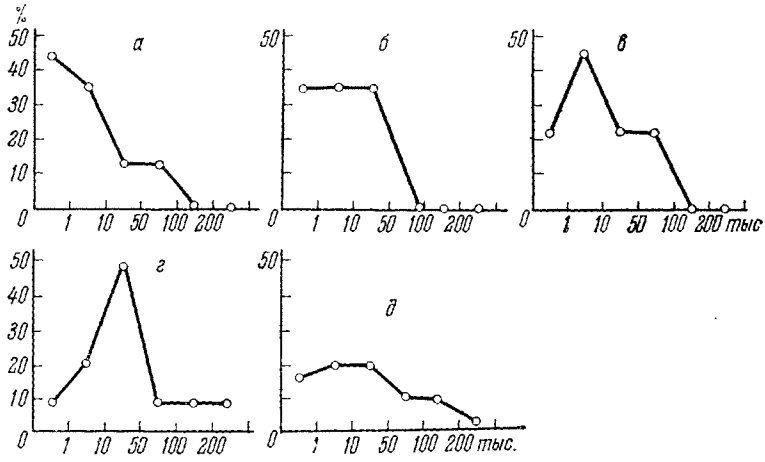


Рис. 5. Частота встречаемости различных содержаний радиолярий в зависимости от гранулометрического состава осадка (в % станций с определенным содержанием от общего количества станций с данным типом осадка)

а — песок; *б* — крупный алеврит; *в* — мелкий алеврит; *г* — алевритово-глинистый ил; *д* — глинистый ил

Вероятно, это обстоятельство следует учитывать при использовании радиолярий для целей стратиграфии, а именно: возможно, преимущественная концентрация радиолярий в крупных фракциях будет свидетельствовать об их накоплении в холодноводных условиях.

В статье Т. Горшковой (1952) приводятся сведения о распределении радиолярий по фракциям в осадках на севере бореальной области. Они свидетельствуют о несомненном увеличении количества радиолярий в песчаной и крупноалевритовой фракциях.

Связь содержания радиолярий с гранулометрическим составом осадка можно видеть на рис. 5 и 6.

Максимальные величины содержания радиолярий характерны для алевритово-глинистых и глинистых илов, а минимальные — для грубых осадков — песков и крупного алеврита. Глинистые илы по содержанию радиолярий занимают промежуточное положение.

Зависимость содержания радиолярий от гранулометрического состава осадка является, в свою очередь, отражением связи осадков с глубиной места и географической зональностью в их распределении: грубые осадки (пески, крупный алеврит), для которых характерны малые концентрации радиолярий, встречаются большей частью на малых глубинах в прибрежной зоне или на подводных поднятиях. Низкие сдержания радиолярий в таких районах являются результатом терригенного или карбонатного разбавления, либо объясняются тем, что в гидродинамически активных районах радиолярии легко вымываются в более тонкие осадки (например, бедность ими осадков Гавайского хребта по сравнению с близлежащими осадками).

Существование взаимосвязи между количественным содержанием радиолярий и вещественно-генетическим типом осадков достаточно отчетливо иллюстрируют рис. 7 и 8.

Как вид[illegible] на рис. 7, высокое среднее содержание радиолярий (91 200 *экз/г*) [illegible]арактерно для радиоляриевых илов. Следующая по величине конц[illegible]рация свойственна слабокремнистым диатомовым илам, известным в северной части Тихого океана (46 800 *экз/г*). Незначительно различаются между собой содержания радиолярий в красной глубоководной глине и карбонатных осадках (5 370 и 5 620 *экз/г*). Минимальное среднее содержание наблюдается в терригенных осадках (3500 *экз/г*).

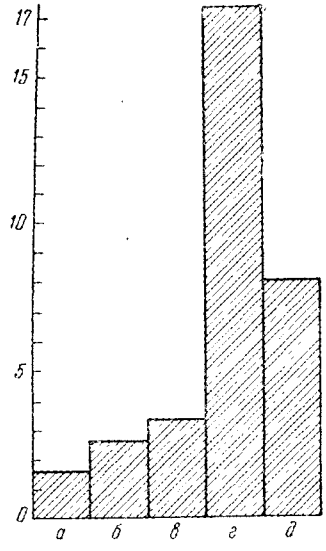


Рис. 6. Среднее содержание радиолярий в осадках различного гранулометрического состава (в тыс. *экз/г*) по данным 124 станций

а — песок; *б* — крупный алеврит; *в* — мелкий алеврит; *г* — алевритово-глинистый ил; *д* — глинистый ил

В распределении радиолярий по вещественно-генетическим типам осадка мы видим проявление общих закономерностей, присущих распределению осадков в зависимости от климатической зональности, глубины места и циркумконтинентальной зональности (Безруков, Лисицын, Петелин, Скорнякова, 1961).

Радиоляриевые и слабокремнистые диатомовые илы, для которых характерны максимальные концентрации радиолярий, развиты в областях массового развития фито- и зоопланктона (60—40° с. ш. и 10—0° с. ш.). Это — глубоководные осадки, относящиеся по гранулометрическому составу к мелкоалевритовым, алевритово-глинистым и глинистым илам. Как диатомовые являются характерными организмами в кремнистых осадках типа диатомовых илов, так и радиолярии, несомненно, определяют тип осадка, где их содержание превышает 200 000 *экз/г*.

В других типах осадков содержание радиолярий резко снижается. Исключение составляют фораминиферовые илы экваториальной области, где оно очень высоко наряду с высоким содержанием фораминифер (*Q* — 59 569 *экз/г*).

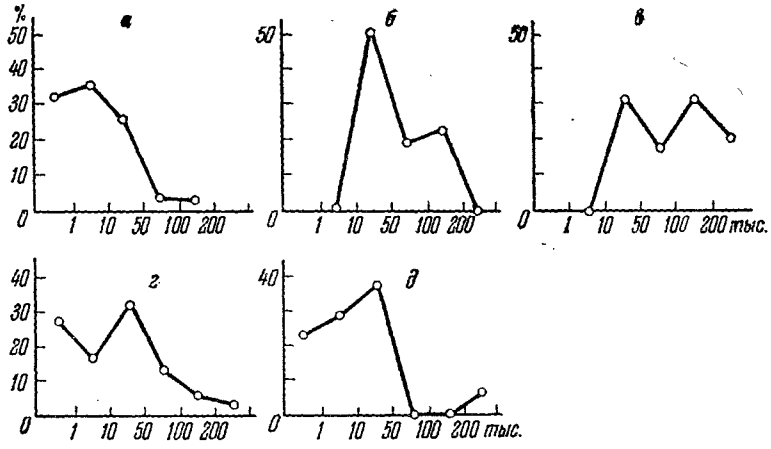


Рис. 7. Частота встречаемости различных содержаний радиолярий в зависимости от типа осадка (в % станций с определенным содержанием от общего количества станций с данным типом осадка)

а — терригенные осадки; *б* — слабокремнистые диатомовые илы; *в* — радиоляриевые илы; *г* — красная глина; *д* — карбонатные осадки

В типичных терригенных и карбонатных осадках в северных районах Тихого океана и в красных глинах содержание радиолярий, как правило, низкое.

Верхняя часть рис. 7 дает возможность сопоставить среднее содержание радиолярий с средним содержанием $SiO_{2аморф}$ в осадках одного и того же типа. При составлении рисунка были использованы данные Отдела морской геологии по содержанию аморфного кремнезема в осадках. Оно вычислялось для каждого типа осадка как среднее геометрическое содержания $SiO_{2аморф}$ на всех исследованных станциях с данным типом осадка.

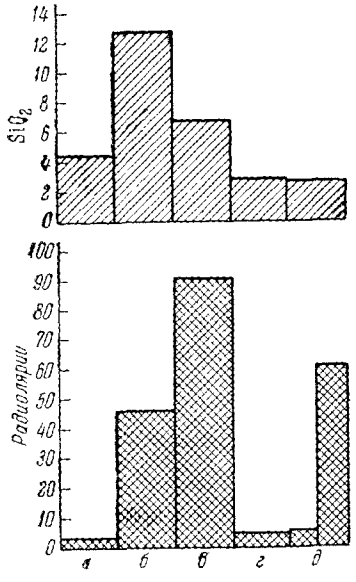


Рис. 8. Среднее содержание радиолярий в осадках различного типа (в тыс. экз/г), аморфный кремнезем (в %)

а — терригенные осадки; *б* — слабокремнистые диатомовые илы; *в* — радиоляриевые илы; *г* — красная глина; *д* — карбонатные осадки (правая часть столбика — среднее содержание радиолярий в фораминиферовых илах экваториальной области).

Максимальное содержание $SiO_{2аморф}$ характерно для слабокремнистых диатомовых илов (12,8%). Значительно меньше оно в радиоляриевых илах (6,97%). В красной глубоководной глине, карбонатных и терригенных осадках среднее содержание аморфного кремнезема снижается до 2,8—3,73%. Возможно, невысокое содержание $SiO_{2аморф}$ в типичных радиоляриевых илах по сравнению со слабокремнистыми диатомовыми илами объясняется в некоторой степени неполным извлечением кремнезема из скелетов радиолярий при существующей методике.

Для решения вопроса о степени участия радиолярий в осадкообразовании немаловажной является проблема их сохраняемости в осадках.

На материалах 70 станций нами был подсчитан процент корродированных экземпляров радиолярий от общего их количества в каждой пробе. С этой целью в большинстве случаев просматривалось 100 экз. радиолярий (в пяти случаях — 50, в двух — 300). Полученные данные по содержанию корродированных радиолярий в зависимости от глубины места представлены на рис. 9.

Как видно из рисунка, высокое содержание корродированных форм (70—99%) отмечено в основном на глубинах от 4000 до 6229 *м*, но в нескольких случаях и на гораздо меньших глубинах (2600—2900 *м*). Малый процент корродированных форм (1,6—21%) отмечается в осадках во всем диапазоне глубин от 1455 до 5400 *м*.

На станциях, расположенных в пределах глубин 5—6 000 *м*, можно обнаружить самые различные концентрации корродированных радиолярий — от самых маленьких до максимальных.

Высокие концентрации корродированных радиолярий приурочены в основном к трем типам осадка — радиоляриевым илам, красным глинам и карбонатным отложениям. На глубинах меньше 4000 *м* такое содержание отмечено только для карбонатных осадков.

Низкие концентрации корродированных радиолярий встречены в терригенных осадках и слабокремнистых диатомовых илах, хотя в четырех случаях отмечены и в красных глинах. Однако и в терригенных осадках иногда наблюдалось высокое содержание корродированных радиолярий: на ст. 4064 — 80%, и на станциях 3241, 4147, 4163 — 55—62%.

Следует обратить внимание на то, что степень коррозии, как правило,

возрастает соответственно увеличению процента корродированных радиолярий в пробе.

Коррозию скелетов радиолярий, по нашему мнению, следует связывать с тремя факторами — глубиной, районом захоронения и химизмом вмещающего осадка. Чем больше глубина, тем большее количество времени при падении на дно скелет радиолярий находится под непосредственным воздействием воды. В областях, для которых характерны медленные темпы осадконакопления, осевшие на дно скелеты радиолярий долгое время остаются незащищенными от корродирующего воздействия придонных вод. Таким образом, как и в предыдущем случае, основным фактором здесь остается время.

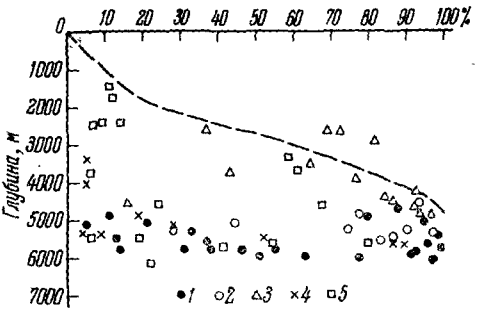


Рис. 9. Содержание корродированных скелетов радиолярий в зависимости от глубины (в %)

1 — красные глубоководные глины; 2 — радиоляриевые илы; 3 — карбонатные осадки; 4 — слабокремнистый диатомовый ил; 5 — терригенные осадки

Несколько противоречит этому объяснению растворение скелетов радиолярий на глубинах порядка 2300—2600 *м* в карбонатных осадках и малая степень коррозии в слабокремнистых диатомовых илах на больших глубинах, что делает возможным предположение о связи коррозии кремнистых скелетов с химизмом вмещающего осадка.

Для целей палеогеографии важным является соотношение различных групп животных в современных осадках.

Эти соотношения зависят от ряда факторов: глубины и районов обитания и захоронения, сохранности различных организмов и др.

Нами, совместно с Н. В. Беляевой (ИОАН), изучались количественные соотношения радиолярий и планктонных фораминифер (процентное содержание каждой из групп по отношению к суммарному количеству экземпляров в 1 *г* сухого осадка). По северной части Тихого океана использован материал 119 станций.

Изменение радиоляриево-фораминиферовых соотношений можно видеть на рис. 10. Рисунок построен на основании средних арифметических содержания радиолярий и фораминифер для диапазона глубин: 0—1000 *м* (радиолярии составляют 100%); 1000—2000 *м* (радиолярии — 89,2%, фораминиферы — 10,8%); 2000—3000 *м* (радиолярии — 63,1%, фораминиферы — 36,9%); 3000—4000 *м* (радиолярии — 83,4%; фораминиферы — 16,6%); 4000—4500 *м* (радиолярии — 99,2%; фораминиферы — 0,8%); 4500—5000 *м* (радиолярии — 98,6%; фораминиферы — 1,4%); более 5000 *м* (радиолярии 100%). Таким образом, в пределах глубин до 1000 *м* и на глубинах больше 5000 *м* радиолярии практически составляют 100%. Фораминиферы достигают максимального содержания от суммарного количества экземпляров в 1 *г* осадка на глубинах 2000—3000 *м*.

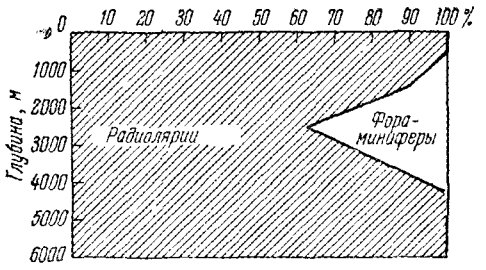


Рис. 10. Изменение радиоляриево-фораминиферового соотношения в зависимости от глубины места

Радиоляриево-фораминиферовые соотношения в различных типах

осадков меняются незначительно (табл. 4). Исключение составляют карбонатные осадки, где содержание фораминифер достигает иногда 50 и более процентов (в среднем 30%). Следует еще раз подчеркнуть, что речь идет о чисто количественных соотношениях радиолярий и фораминифер, а не о весовой доле участия каждой из групп в процессе осадкообразования. Изучение количественных соотношений может оказаться важным для целей палеогеографии.

Таблица 4

Изменение радиоляриево-фораминиферовых соотношений в зависимости от типа осадка

Тип осадка	Среднее содержание (в % от суммарного содержания в 1 г осадка)	
	Радиолярии	Фораминиферы
Терригенные	99,61	0,39
Слабокремнистые диатомовые	>99,99	<0,01
Красные глины	>99,99	<0,01
Радиоляриевые илы	99,88	0,12
Карбонатные осадки	70	30

О видовом составе фауны радиолярий в осадках северной половины Тихого океана можно сказать в общей форме следующее.

В пробах встречались представители трех отрядов: *Spumellaria*, *Nassellaria* и единичные *Phaeodaria* (роды *Challengeria*, *Cadium*, *Euphysetta*, *Protocystis*).

К северу от 40° с. ш. фауна относительно беднее видами, чем к югу от этой параллели. Основную массу радиолярий, в большинстве случаев до 30—35%, составляют здесь три-четыре вида, из которых наиболее многочисленным является *Lithomitra arachnea* Ehrenberg. Эти массовые виды обнаружены и в низких широтах, но там они составляют доли процента от общего набора видов.

В экваториальной области фауна радиолярий в видовом отношении в десятки раз богаче, чем в бореальной, но в отличие от северных районов массовые виды здесь, по-видимому, отсутствуют.

Дальнейшие исследования, вероятно, дадут возможность выделить виды-индикаторы для осадков определенных географических зон океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Количественное распределение радиолярий в поверхностном слое осадков соответствует их прижизненному распределению в водах северной половины Тихого океана и отражает особенности распределения всего зоопланктона в целом (Богоров, 1958, 1959; Богоров, Виноградов, 1960).

В северной половине Тихого океана наиболее богатый (в количественном отношении) планктон развивается к северу от 40° с. ш. В экваториальной области он беднее, чем на севере океана, но значительно богаче, чем в тропических водах северного и южного полушарий. Последние примерно в 10 раз менее продуктивны, чем воды к северу от полярного фронта. Как известно, области максимальных величин биомассы планктона соответствуют областям распространения вод, наиболее богатых минеральными питательными солями. В зонах дивергенций, т. е. там, где к поверх-

ности океана поднимаются глубинные воды, богатые биогенными элементами, отмечается вспышка развития фитопланктона и всей последующей цепи организмов, в том числе и радиолярий, питающихся низшими водорослями.

Богатство радиолярий в осадках на северо-востоке Тихого океана должно быть объяснено теми же причинами, т. е. обилием их в водах. Здесь имеются зоны с очень высокими показателями первичной продукции (до 288—650 *мг/м*^{3} в день) (Кобленц-Мишке, 1965). По данным Чекотилло (1961), в этом районе располагаются зоны подъема вод.

Низкая концентрация радиолярий в осадках между 10—15° с. ш. находится в полном соответствии с общей бедностью тропических вод фито- и зоопланктоном. В водах северной тропической зоны океана, исключительно бедных биогенными элементами и прежде всего фосфатами и нитратами, нет необходимых условий для развития жизни. В донных отложениях тропических районов, там, где образуются типичные красные глины, первичная бедность радиолярий усугубляется и последующими процессами растворения их скелетов в осадках.

Зона осадков, богатых радиоляриями, в восточных районах, по нашим данным, простирается до 15° с. ш. (см. рис. 1). Многие планктонологи указывают на более узкую полосу, северная граница которой проходит по 8—10° с. ш. По В. Г. Богорову (1959), зона, отличающаяся исключительной бедностью фито- и зоопланктона, лежит между 20—8° с. ш. (разрез по 174° з. д.). Это кажущееся противоречие, вероятно, следует объяснить тем, что у тропических видов наблюдается большее количество генераций и более длительный период размножения, чем у бореальных, и это компенсирует незначительную величину единовременной биомассы (Зенкевич, 1963).

В дальнейшем потребуются специальные исследования радиолярий в планктоне Тихого океана. Они необходимы для понимания всех особенностей их распределения в донных отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Карта осадков Мирового океана. В кн.: «Современные осадки морей и океанов», М., Изд-во АН СССР, 1961.

Богоров В. Г. Продукция планктона и характеристика биогеографических областей океана.— Докл. АН СССР, 1958, 118, № 5.

Богоров В. Г. Биологическая структура океана для поверхностного слоя в центральной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 4.

Богоров В. Г., Виноградов М. Е. Распределение биомассы планктона в центральной части Тихого океана.— Труды Всесоюз. гидробиол. об-ва АН СССР, т. 10, 1960.

Горшков Т. И. О происхождении осадков северной части Тихого океана.— Исслед. дальневосточн. морей, вып. III, 1952.

Зенкевич Л. А. Биология морей СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Изд-во АН СССР, 1962.

Кобленц-Мишке О. И. Первичная продукция Тихого океана.— Океанология, 1965, № 1.

Чекотилло К. А. Вертикальные движения вод у Тихоокеанского побережья Сев. Америки.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 45, 1961.

Bandy O. Distribution of foraminifera, radiolaria and diatoms in sediments of Gulf of California.— J. Micropaleontol., 1961, 7, N 1.

Riedel W. R. Number of radiolaria in sediments.— Nature, 1951, 167, 75.

Riedel W. R. Siliceous organic remains in pelagic sediments. Contribs. Scripps Inst. Oceanogr., New ser., N 1073, 1959.

Schewiakoff W. T. (Шевяков В. Т.) — Acantharia. Fauna e flora del Golfo di Napoli. 37 Monogr., 1926.

В. М. Колтун
Зоологический институт Академии наук СССР

СПИКУЛЫ ГУБОК В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ОСАДКОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Многочисленными иностранными экспедициями первой половины XX века, а также недавними исследованиями Советской Антарктической экспедиции на судне «Обь» 1955—1958 гг. установлен факт исключительного обилия губок в Антарктике. Пожалуй, вполне справедливо было бы применительно к донной фауне назвать этот район Мирового океана «царством губок». Последние характеризуются здесь массовостью поселений на дне, значительным видовым разнообразием и довольно крупными размерами; в пробах донной фауны, полученных из многих пунктов антарктического прибрежья, весьма часто встречаются экземпляры стеклянных губок, достигающие 40 *см* в высоту и более. Массовые скопления губок известны и в других районах Мирового океана (например, в юго-западной части Баренцева моря, в Японском и Охотском морях, у тихоокеанского побережья Курильских островов), однако нигде эти скопления не распространены столь широко и повсеместно, как вокруг антарктического материка.

Нельзя не видеть связь, существующую между обилием губок в Антарктике и характером преобладающих здесь грунтов. Для губок, как форм сидячих, прикрепленных, чрезвычайно важным фактором, определяющим их массовое развитие, является присутствие на дне валунов и гальки. Ледники и многочисленные айсберги постоянно выносят в океан огромное количество грубообломочного материала материкового происхождения, который откладывается в прибрежной зоне. Это и обусловливает при прочих благоприятных условиях существования (трофических, гидрологических, гидрохимических и пр.) то богатство и разнообразие губок, которое наблюдается в антарктических водах. Характерно также, что в водах Антарктики обитают преимущественно кремневые губки с небольшим содержанием спонгина в скелете, тогда как в теплых морях значительный процент фауны составляют роговые губки, остатки скелета которых плохо сохраняются в ископаемом состоянии (Burton, 1932); по отмирании же кремневых губок скелет их, состоящий из массы игл, или спикул, откладывается на дне. Ясно, что при обилии в водоеме кремневых губок остатки их скелета играют немаловажную роль в образовании донных отложений. Действительно, в Антарктике во многих местах, преимущественно на глубине 100—500 *м*, количество спикул губок на дне исключительно велико — в ряде случаев более половины осадочного материала.

Настоящая работа посвящена выяснению закономерностей количественного распределения спикул губок в поверхностном слое осадков южной

части Индийского океана, а также видового состава спикул, содержащихся в этих отложениях. Предполагается, что полученные в результате исследования данные послужат некоторым пособием для последующего изучения колонок грунта с целью реконструкции условий осадконакопления, существовавших здесь в недавнем геологическом прошлом. Короче говоря, основной задачей статьи является разработка метода спикульного анализа морских отложений Антарктической области и некоторых смежных районов.

Материалом для этой цели послужили пробы грунта, собранные в южной части Индийского океана Советской Антарктической экспедицией на судне «Обь» в 1955—1957 гг. (1 и 2-й рейсы). Исследовались как дночерпательные пробы, так и самые верхние горизонты колонок грунта, полученных с помощью геологических трубок. Всего в моем распоряжении имелось 142 пробы из самых различных пунктов этого района (рис. 1).

В основном подробно изучался легкий компонент мелкозернистой фракции грунта размерностью 0,010—0,025 *мм*, поскольку было выяснено, что большинство спикул губок при разделении грунта для гранулометрического анализа попадает именно в эту фракцию. Лишь для контроля и уточнения содержания в пробе некоторых крупных спикул, не попадающих в мелкозернистую фракцию, дополнительно изучался неразделенный грунт. В обоих случаях изготавливались постоянные препараты грунта, для чего небольшое количество исследуемого материала тонким слоем наносилось на предметное стекло, подсушивалось и заключалось в бальзам. Методика подготовки материала для изучения содержащихся в грунте спикул в общем мало отличается от применяемой при диатомовом анализе, и мной в значительной степени были использованы также препараты, изготовленные для исследования диатомовых водорослей. Эти препараты, как и весь материал в виде образцов грунта, любезно переданы мне для изучения геологом Советской Антарктической экспедиции А. П. Лисицыным, которому считаю своим долгом выразить глубокую благодарность за неослабное внимание к настоящему исследованию, а также за советы и консультации, несомненно способствовавшие выполнению работы.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ СОДЕРЖАНИЕ СПИКУЛ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ОСАДКОВ

Спикулы кремневых губок имеют весьма различные размеры: макросклеры — чаще всего длиной от 0,10 до 1,5 *мм* и более, а микросклеры — от 0,008 до 0,150 *мм*. Поэтому, чтобы результаты количественного учета спикул в пробах сделать сравнимыми между собой, возникла необходимость ввести в употребление понятие о спикуло-единице. За спикуло-единицу принимается условная спикула (одноосная) длиной 0,5—0,6 *мм* при толщине 0,010—0,020 *мм*. При пересчете спикульного материала, содержащегося в изученных препаратах, на спикуло-единицы принимались во внимание не только целые спикулы, но и обломки их, которые обычно встречаются в грунте в большом количестве. В результате этой довольно кропотливой работы получены цифры (количество спикуло-единиц на площади 1 $см^2$ однослойного препарата грунта), характеризующие относительное содержание спикул в каждой пробе (см. табл. спикульного анализа, графа 3).

Расположение геологических станций, на которых были получены пробы грунта, позволяет представить общую схематичную картину количественного распределения спикул губок в поверхностном слое осадков исследуемой акватории. На помещенной здесь карте (рис. 2) проведены изолинии, ограничивающие участки с определенным содержанием спикул в грунте. Эти линии проведены на основании постанционных данных,

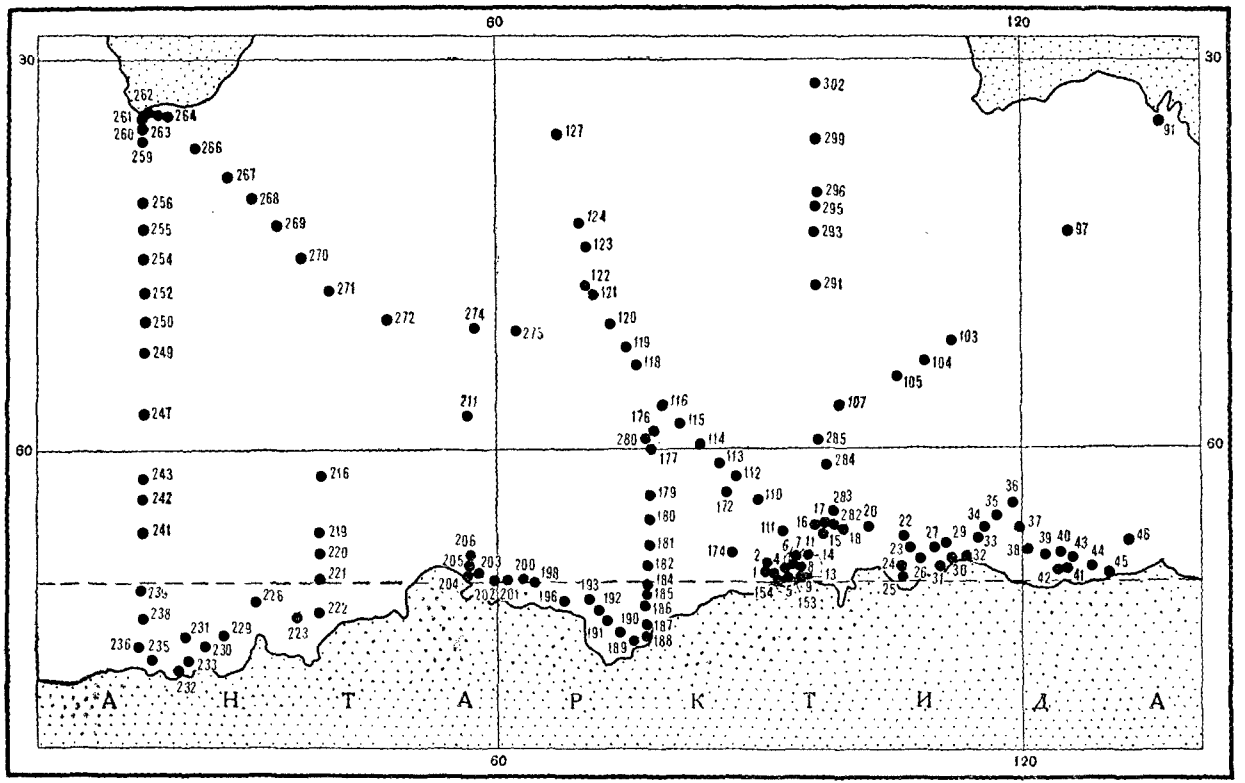


Рис. 1. Геологические станции Советской Антарктической экспедиции на д/э «Обь» 1955—1957 гг.

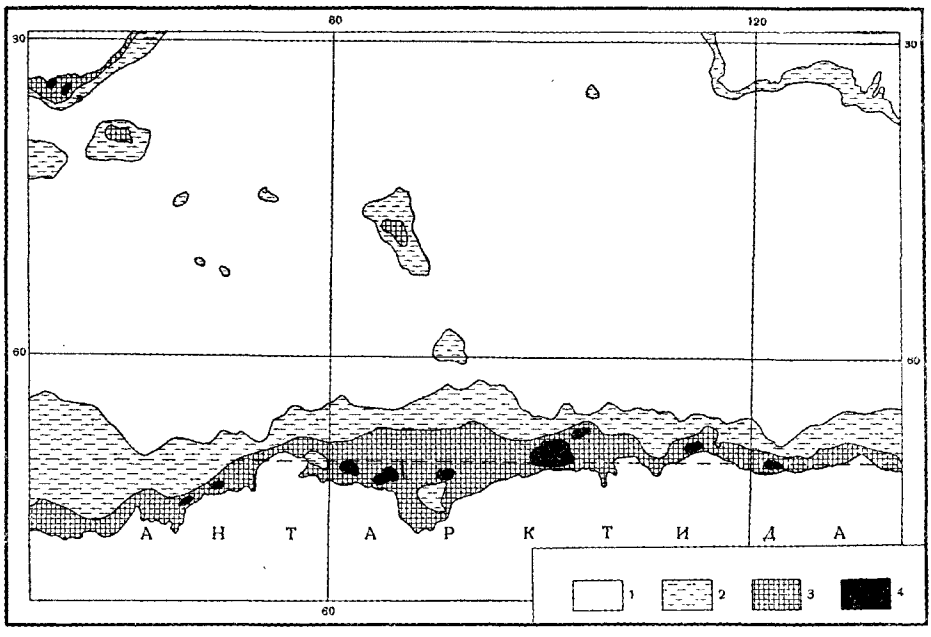


Рис. 2. Содержание спикул губок в поверхностном слое донных осадков южной части Индийского океана (в *спикуло-ед./см*^{2})

1 — менее 10; *2* — 10—100; *3* — 100—300; *4* — более 300

а в местах, где такие данные отсутствуют, изолинии продолжены приблизительно, с учетом рельефа дна.

На юге, у самых берегов Антарктиды, очерчен пояс с содержанием в грунте 100—300 *спикуло-ед/см*^{2}; наибольшей ширины он достигает между 60 и 80° в. д. Внутри этого пояса отдельными пятнами отмечены участки, где содержание спикульного материала в осадке превышает 300 *спикуло-ед/см*^{2}; здесь аморфный кремнезем (спикулы) составляет 50—70% осадка (Лисицын и Живаго, 1958). Во многих случаях участки максимального скопления спикул имеют грунт в виде спикульного войлока, достигающего толщины 65 *см* (у Берега Банзарэ, в море Дэйвиса, у Берегов Ларса Кристенсена, Мак-Робертсона, Принца Улафа и др.). Он состоит преимущественно из губок *Rossella* и *Tetilla*, имеющих спикулы до 5 *см* длины и более.

За первым поясом, севернее, лежит пояс с содержанием в грунте от 10 до 100 *спикуло-ед/см*^{2}; наибольшей ширины он достигает между 20 и 40° в. д.

На огромных пространствах океанического ложа южной части Индийского океана распространены грунты, содержащие, как правило, менее 10 *спикуло-ед/см*^{2}; на этом фоне выделяются участки повышенной концентрации спикул вокруг островов (Кергелен, Хёрд, Марион, Крозе, Принс-Эдуард) и достаточно мелководных подводных возвышенностей (банка Банзарэ и др.). У берегов южной Австралии и Африки пояса содержания спикул свыше 10 *спикуло-ед/см*^{2} проведены весьма приблизительно, но они безусловно значительно у́же, чем аналогичные пояса у берегов Антарктиды.

Изучение современного распределения губок в Антарктике свидетельствует, что они в массовом количестве встречаются здесь до глубины 500—600 *м*; глубже обычно количество губок резко уменьшается, и на глубинах более 1500—2000 *м* они довольно редки. Казалось бы, что в соответст-

вии с этим должно находиться и распределение спикул в осадках. Однако эта закономерность в значительной степени нарушается в силу имеющегося здесь интенсивного переотложения, сноса спикул губок с меньших глубин на бо́льшие. В особенности это наблюдается в районе склона континентальной ступени («свала»), где спикулы относительно мелководных губок (обитающих на шельфе) встречаются в большом количестве на глубине порядка 1000—3000 и даже 4000 *м*.

Несомненно, снос спикульного материала с шельфа на склон и подножье континентальной ступени антарктического материка находится в зависимости прежде всего от имеющихся здесь придонных течений меридионального направления. О силе этих течений можно судить по тому факту, что спикулы губок в значительном количестве (до 10 *спикуло-ед.* и более) переносятся на расстояние свыше 700 *км* от места их формирования или первоначального отложения (район к северу от Берега Принцессы Рагнхильды).

Наличие переноса спикул губок с одного места на другое подтверждается также при изучении взвешенных в толще воды частиц. Рассмотрение образцов взвеси, полученных при фильтрации 0,9 *л* морской воды на некоторых станциях в южной части Индийского океана, показало, что спикулы губок (чаще всего в виде мелких обломков) содержатся в самых различных горизонтах водной толщи. Даже на станциях 294, 289, 217 и 211, весьма удаленных от мелководных районов, отдельные обломки спикул обнаружены не только на глубинах, но и в поверхностных слоях воды. Правда, количество находимых во взвеси спикул обычно очень невелико (1—6 на 1 *л*), да и встречаются они далеко не во всех пробах.

Изображенные на рис. 3 и 4 карты свидетельствуют, что наиболее интенсивный снос спикул происходит в районах между 18 и 30° в. д. и между 60 и 85° в. д. (севернее Берега Принцессы Рагнхильды, Берега Мак-Робертсона, Берега Ларса Кристенсена, Земли Принцессы Елизаветы и Берега Ингрид Кристенсен). Интенсивность сноса здесь столь велика, что в ряде случаев спикул в грунте гораздо больше на склоне и прибрежной абиссали, чем на прилежащих участках шельфа (сравните, например, шельфовые станции 186, 188, 190, 191 и станции 182, 184, расположенные на склоне и абиссали).

На основании изложенного выше можно сделать вывод, что количественное содержание спикул в осадках различных участков водоема зависит от богатства обитающей здесь фауны кремневых губок, а также от интенсивности сноса спикул, особенностей рельефа дна и глубины водоема в месте взятия пробы.

Исходя из этой зависимости, можно характеризовать, каждый из факторов, определяющих содержание спикул в осадках, не производя специального исследования. Так, установив количественное и качественное содержание спикул губок в различных точках водоема и зная глубину в местах взятия проб грунта, можно судить об имеющихся существенных отличиях рельефа дна на участках, не охваченных исследованием.

В виде примера проанализируем несколько случаев. Станции 176, 177 и 280 расположены к северу от Земли Принцессы Елизаветы вне пределов прибрежных районов Антарктиды, находящихся под воздействием шельфового стока (рис. 3). Между тем, пробы грунта, полученные здесь с глубин 1320, 2240 и 2220 *м*, содержат значительное количество спикул, характерных для мелководных губок. Поскольку нельзя допустить, что эти спикулы были снесены сюда с антарктического шельфа или из района островов Кергелен и Хёрд, необходимо сделать предположение, что где-то вблизи названных станций должны быть участки дна значительно приподнятые, с глубинами менее 500 *м*. Действительно, как можно видеть на

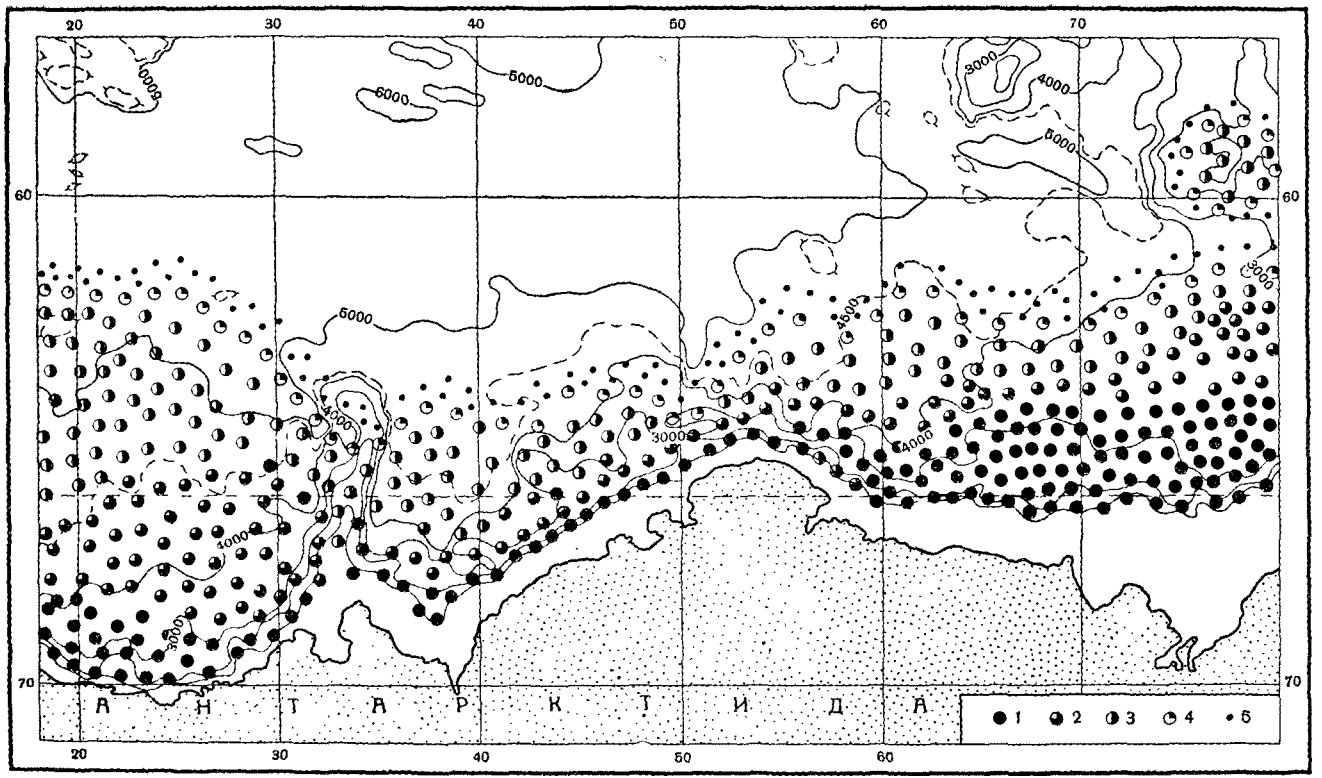


Рис. 3. Участие спикульного материала шельфового происхождения в образовании донных осадков склона и абиссали Антарктической области между 18 и 80° в. д. (в *спикуло-ед./см*^{2})

1 — 100—200 и более; *2* — 50—100; *3* — 10—50; *4* — 5—10; *5* — 1—5

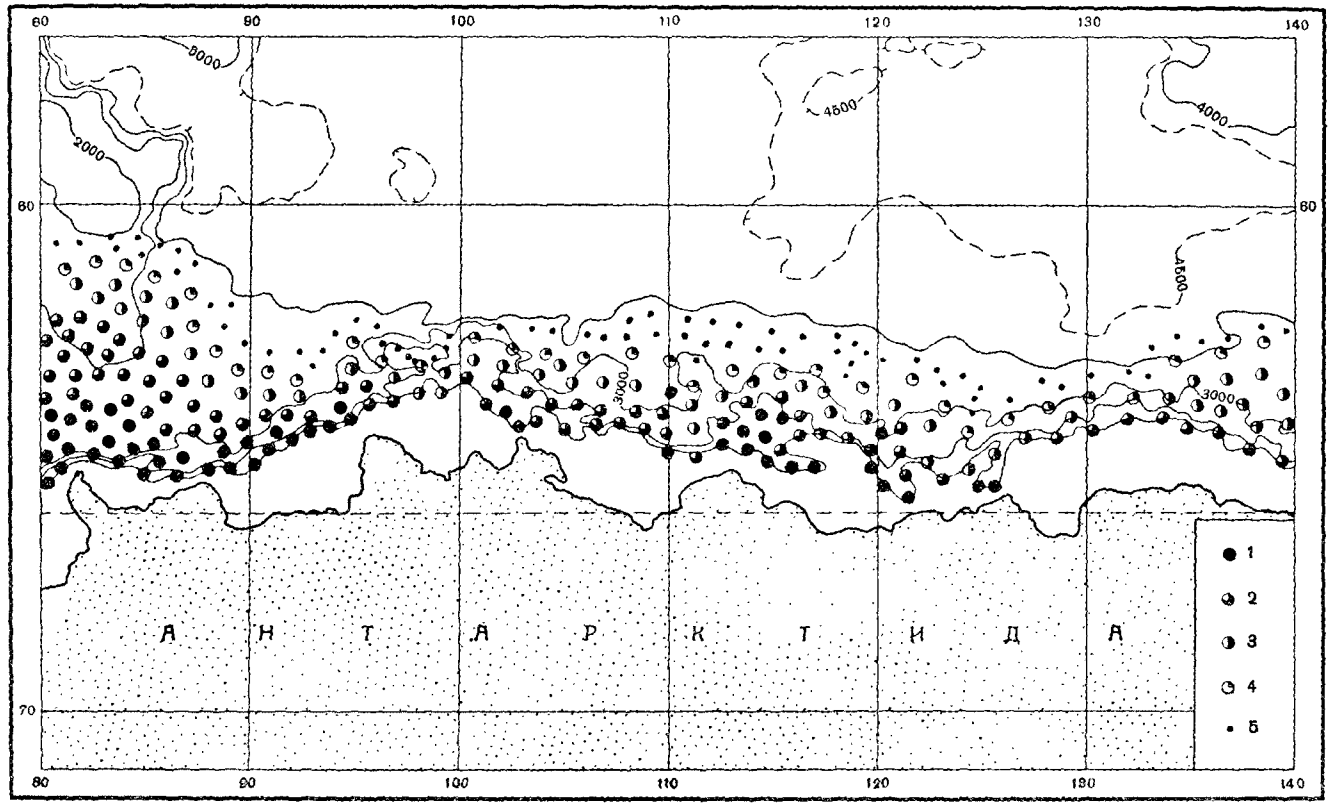


Рис. 4. Участие спикульного материала шельфового происхождения в образовании донных осадков склона и абиссали Антарктической области между 80 и 140° в. д. (в *спикуло-ед./см²*)

1 — 100—200 и более; *2* — 50—100; *3* — 10—50; *4* — 5—10; *5* — 1—5

подробной батиметрической карте этого района, здесь имеется банка Банзаро, где зафиксированы глубины порядка 200 *м*. Другим подобным же примером являются станции 267 и 256, находящиеся по соседству с южной Африкой. Эти станции по сравнению с близлежащими отличаются повышенным содержанием спикул в грунте. Кроме того, здесь при глубине 4400 и 4992 *м* в пробах обнаружено большое количество спикул, характерных для южноафриканского шельфа. Однако станции 266 и 259, расположенные ближе к берегам южной Африки, свидетельствуют, что уже там воздействие южноафриканского мелководья сведено до минимума. Поэтому никак нельзя допустить, чтобы спикулы мелководных губок (к тому же в большом количестве), содержащиеся в пробах грунта на станциях 267 и 256, были занесены сюда с участков шельфа и склона южной Африки. Также следует отвергнуть предположение о возможном сносе в район этих станций спикул мелководных губок с шельфа островов Принс-Эдуард хотя бы потому, что фауна губок последних достаточно резко отличается от южноафриканской. И здесь остается сделать допущение (конечно, при надежности исходных данных), что вблизи станций 267 и 256 имеются участки дна с глубинами менее 500 *м*.

Массовый снос спикульного материала с шельфа на батиаль и абиссаль, обнаруженный у берегов Антарктиды, заставляет более критически относиться к данным по фауне мелких организмов больших глубин, поскольку до сих пор недостаточно учитывались возможности сноса туда этих животных с соседних мелководий. Несомненно, такие организмы, как фораминиферы, остракоды и другие, имеющие микроскопические размеры, подобно спикулам губок, также переносятся с меньших глубин на большие и могут обнаруживаться в местах обитания, им не свойственных.

СОСТАВ СПИКУЛ ГУБОК

Выявление разнообразия спикул губок, содержащихся в осадках, составляет важнейшую часть спикульного анализа. По характеру обнаруженных спикул можно судить о губках, обитавших здесь и принимавших участие в их отложении. Знание же форм губок в свою очередь дает возможность получить представление о некоторых физико-химических и климатических особенностях водоема, поскольку губки, как и многие другие животные, являются хорошими показателями условий обитания окружающей среды (Колтун, 1959, 1960). Поэтому моментом первостепенной важности для разработки метода спикульного анализа и применения его с целью изучения донных осадков, является знание фауны губок исследуемого района.

Независимо от настоящей работы мной была изучена коллекция губок, собранных Советской Антарктической экспедицией на судне «Обь» в 1955—1958 гг., что и послужило основой для проведения этой части исследования (Колтун, 1964).

В помещенной ниже таблице 1 для каждого просмотренного образца грунта, кроме количественной оценки содержания в них спикульного материала, приводятся данные о составе спикул и соответствующие им наиболее характерные виды губок.

Рассмотрение таблицы позволяет сделать некоторые выводы общего и частного порядка. Так, наиболее показательными для осадков шельфа и склона Антарктики являются спикулы губок *Mycale tridens*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Tedania tantula*, *Isodictya erinacea*, *Scolymastra joubini*, *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus* (рис. 5). Они легко отличимы и чаще всего встречаются здесь в осадках. Не менее характерны, но обнаруживаются реже спикулы *Cinachyra barbata*, *Sphaerotylus schoenus*, *Guitarra fimbriata*, *Hoplakithara dendyi*, *Crellina tubifex*,

Таблица 1

№ станций	Глубина, м	Количество спикуло-ед. на 1 см²	Состав спикул в образцах донных отложений
1	408	632	Спикулы *Tedania tantula*, *Iophon spatulatus*, *Cinachyra barbata*, *Isodictya erinacea*, *Ectyodoryx anacantha*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Myxilla lissostyla*, *Monosyringa longispinna*, *Hoplakithara dendyi*, тилостили, гексатины и оксы
2	659	560	Спикулы *Tedania tantula*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Mycale tridens*, *Ectyodoryx sp.*, *Rossella sp.*, тилостили веретеновидные, оксы и др.
4	504	552	Спикулы *Tedania tantula*, *Iophon spatulatus*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Monosyringa longispinna*, *Cinachyra barbata*, *Polymastia sp.*, гексактины, оксы, стронгилы политилотные
5	486	240	Спикулы *Iophon spatulatus*. *Mycale tridens*, *Iophon radiatus*, *Anchinoë glaberrima*, *Ectyodoryx ramilobosa*, тилостили, гексактины, оксы
6	736	339	Спикулы *Iophon spatulatus*. *Iophon radiatus*, *Isodictya erinacea*, *Mycale tridens*, *Mycale acerata*, *Plocamia gaussiana*, *Myxilla lissostyla*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Tedania tantula*, *Anchinoë glaberrima*, *Isodictya sp.*, гексактины, оксы, субтилостили, стронгилы политилотные
7	514	650	Спикулы *Tedania tantula*, *Acanthorhabdus fragilis*. *Iophon radiatus*, *Isodictya erinacea*, *Inflatella belli*, *Ectyodoryx sp.*, гексактины, стронгилы изогнутые, оксы
8	967	326	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Tedania tantula*, *Plocamia gaussiana*, *Isodictya setifer*, *Myxilla lissostyla*, *Bipocillopsis nexus*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Plakina monolopha*, *Anchinoe glaberrima*, *Hymedesmia sp.*, *Chondrocladia sp.*, гексактины, гексастры, оксы, тилостили
9	308	468	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Tedania tantula*, *Ectyodoryx sp.*, гексактины, анатриены, субтилостили, оксы
11	717	423	Спикулы *Tedania tantula*, *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Acanthorhabdus fragilis*, гексактины, анатриены, тилостили, оксы
13	399	378	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Isodictya erinacea*, *Mycale tridens*, *Myxilla lissostyla*, *Latrunculia apicalis*, *Tedania sp.*, *Anchinoë glaberrima*, гексактины, тилостили, оксы, субтилостили
14	428	147	Спикулы *Tedania tantula*, *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Ectyodoryx sp.*, гексактины, тилостили, оксы
15	206	184	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Scolymastra*, *joubini*, *Ectyodoryx sp.*, *Hymedesmia sp.* оксы, гексактины
16	1900	56	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Bipocillopsis nexus*, *Isodictya setifer*, *Chondrocladia sp.*, *Myxilla sp.*, тилостили, оксы, гексактины, субтилостили
17	1990	12	Спикулы *Mycale tridens*, *Latrunculia sp.*, *Bipocillopsis nexus*, *Eurypon miniaceum*, *Chondrocladia sp.*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Myxilla sp.*, тилостили, гексактины, оксы
18	456	11	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Isodictya erinacea*, *Tedania sp.*, гексактины, тилостили, оксы

Таблица 1 (продолжение)

№ станций	Глубина, м	Количество спикуло-ед. на 1 $см^2$	Состав спикул в образцах донных отложений
20	2201	99	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Cladorhiza tridentata*, *Chondrocladia antarctica*, *Mycale sp.*, тилостили, оксы, гексактины
22	2151	42	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Isodictya erinacea*, *Tedania oxeata*, *Hymedesmia sp.*, *Caulophacus sp.*, субтилостили, гексактины, оксы
23	639	25	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Iophon radiatus*, *Anchinoë glaberrima*, *Bipocillopsis nexus*, *Chondrocladia sp.*, тилостили, оксы, торнотостили
24	822	4	Спикулы *Iophon radiatus*, *Plakina monolopha*, *Hymedesmia sp.*, тилостили
25	571	11	Спикулы *Iophon radiatus*, *Iophon spatulatus*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Anchinoë glaberrima*, оксы, гексактины, субтилостили
26	562	41	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Inflatella belli*, *Myxilla lissostyla*, *Isodictya erinacea*, гексактины, оксы, тилостили
27	2102	83	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Ectyodoryx sp.*, *Inflatella belli*, *Anchinoë glaberrima*, *Mycale sp.*, *Chondrocladia antarctica*, *Scolymastra joubini*, тилостили, оксы
29	2163	18	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Mycale tridens*, *Plocamia gaussiana*, *Caulophacus sp.*, оксы
30	197	376	Спикулы *Tedania tantula*, *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Mycale tridens*, *Anchinoë glaberrima*, *Latrunculia sp.*, *Scolymastra joubini*, *Ectyodoryx anacantha*, оксы, спикулы известковых губок
31	322	189	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Scolymastra joubini*, *Ectyodoryx anacantha*, тилостили, оксы, протриены
32	182	111	Спикулы *Tedania tantula*, *Mycale tridens*, *Crellina tubifex*, *Scolymastra joubini*, *Latrunculia lendenfeldi*, *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Mycale acerata*, *Cinachyra barbata*, *Ectyodoryx sp.*, *Hymedesmia sp.*, субтилостили, оксы
33	2304	139	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Tedania tantula*, *Hymedesmia gaussiana*, *Mycale tridens*, *Isodictya erinacea*, *Ectyodoryx sp.*, *Malacosaccus sp.*, оксы, анатриены, спикулы известковых губок
34	2178	68	Спикулы *Acanthorhabdus fragilis*, *Tedania sp.*, *Isodictya erinacea*, *Iophon radiatus*, *Dolichocantha macrodon*, *Malacosaccus sp.*, оксы, тилостили, анатриены
35	3122	6	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Mycale tridens*, *Caulophacus sp.*, оксы, торноты, тилостили
36	3764	1	Спикулы *Chondrocladia antarctica*, *Caulophacus sp.*
37	3171	17	Спикулы *Iophon radiatus*, *Iophon spatulatus*, *Mycale sp.*, *Chondrocladia sp.*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Caulophacus sp.*, оксы, гексактины
38	2736	55	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Iophon radiatus*, *Hymedesmia sp.*, *Chondrocladia antarctica*, *Latrunculia sp.*, *Guitarra fimbriata*, оксы
39	1872	32	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon radiatus*, *Iophon spatulatus*, *Hymedesmia sp.*, *Chondrocladia sp.*, *Caulophacus sp.*, *Acanthorhabdus fragilis*, оксы

Таблица 1 (продолжение)

№ станций	Глубина, *м*	Количество спикуло-ед. на 1 *см*²	Состав спикул в образцах донных отложений
40	2039	7	Спикулы *Acanthorhabdus fragilis*, *Caulophacus sp.*, стили, тилоты, акантостили, сигмы, тилостили
41	223	156	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Scolymastra joubini*, *Inflatella belli*, *Ectyodoryx sp.*, оксы
42	505	25	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon radiatus*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Tedania sp.*, *Scolymastra joubini*, *Isodictya setifer*, *Bipocillopsis nexus*, оксы
43	418	14	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Scolymastra joubini*, акантостили, оксы
44	1016	54	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Anchinoë glaberrima*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Tedania sp.*, *Ectyodoryx anacantha*, *Hymedesmia sp.*, оксы, гексастры, гексактины
45	552	112	Спикулы *Iophon radiatus*, *Iophon spatulatus*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Anchinoë glaberrima*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Tedania sp.*, *Ectyodoryx anacantha*, *Hymedesmia sp.*, *Isodictya erinacea*, *Tedania tantula*, *Plocamia gaussiana*, *Chondrocladia clavata*, оксы, гексактины
46	322	56	Спикулы *Iophon radiatus*, *Iophon spatulatus*, *Tedania tantula*, *Ectyodoryx ramilobosa*, *Scolymastra joubini*, *Mycale tridens*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Acanthorhabdus fragilis*, оксы, протриены
91	133	19	Спикулы *Stelletta sp.*, *Dotonella mirabilis*, *Geodia sp.*, *Spirastrella sp.*, оксы, тилоты, акантостили, спикулы известковых губок
97	4864	9	Спикулы *Cladorhiza sp.*, *Caulophacus sp.*, оксы
103	3950	0.25	Небольшие обломки спикул
104	3750	0.25	То же
105	3413	0.25	»
107	4400	0.25	»
110	3750	0.25	»
111	2750	11	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Hymedesmia sp.*, *Caulophacus sp.* и др.
112	3651	0.25	Небольшие обломки спикул
113	4400	1	Оксы, обломки спикул
114	1319	0.25	Небольшие обломки спикул
115	1587	1	Хелы разноконечные, обломки спикул
116	1615	0.25	Обломки гексактин, стилей и других спикул
118	1539	0.25	Обломки спикул
119	1146	0.25	То же
120	264	48	Спикулы *Iophon spatulatus*, тилостили, оксы, акантостили, субтилостили политилотные, оксы
121	141	205	Спикулы *Iophon radiatus*, *Ectyomyxilla kerguelensis*, *Latrunculia sp.*, тилостили, сигмы, оксы, спикулы известковых губок
122	59	100	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Ectyomyxilla kerguelensis*, *Latrunculia lendenfeldi*, оксы, протриены, анатриены

Таблица 1 (продолжение)

№ станций	Глубина, м	Количество спикуло-ед. на 1 см²	Состав спикул в образцах донных отложений
123	982	12	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Chondrocladia sp.*, тилостили, оксы, хелы дуговидные, спикулы известковых губок
124	3557	3	Оксы, стили и обломки других спикул
127	4308	3	Обломки спикул
153	600	300	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Latrunculia apicalis*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Myxilla lissostyla*, *Scolymastra joubini*, *Dolichacantha macrodon*, *Eurypon miniaceum*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Isodictya setifer*, *Anchinoë glaberrima*, *Hymedesmia sp.*, анатриены, протриены, гексактины и оксы
154	290	125	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Latrunculia lendenfeldi*, *Rossella sp.*, протриены, сигмы, хелы, оксы
172	3780	25	Спикулы *Bipocillopsis nexus*, *Caulophacus sp.*, *Chondrocladia sp.*, оксы, стили
174	2510	100	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Chondrocladia antarctica*, *Caulophacus sp.*, тилостили, оксы
176	1320	20	Спикулы *Mycale sp.*, *Latrunculia antarctica*, *Latrunculia lendenfeldi*, *Iophon radiatus*, *Caulophacus sp.*, тилостили, оксы, акантотилостили, протриены
177	2240	12	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Chondrocladia sp.*, *Eurypon miniaceum*, *Malacosaccus sp.*, акантотилостили, оксы
179	3320	50	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Latrunculia lendenfeldi*, *Chondrocladia sp.*, *Cladorhiza tridentata*, *Caulophacus sp.*, тилостили, оксы, акантостили
180	3728	75	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Mycale tridens*, *Myxilla sp.*, *Ectyodoryx sp.*, *Cladorhiza tridentata*, *Caulophacus sp.*, тилостили, стили, анатриены, оксы, акантотилостили
181	3520	150	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Chondrocladia antarctica*, *Anchinoë glaberrima*, *Isodictya erinacea*, *Eurypon miniaceum*, *Hymedesmia sp.*, *Caulophacus sp.*, *Myxilla lissostyla*, *Isodyctya sp.*, анатриены, оксы
182	2962	250	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Mycale tridens*, *Tedania tantula*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Isodictya erinacea*, *Anchinoë glaberrima*, *Eurypon miniaceum*, *Chondrocladia antarctica*, *Caulophacus sp.*, тилостили, оксы, протриены, торноты
184	900	225	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Isodictya erinacea*, *Iophon radiatus*, *Mycale tridens*, *Dolichacantha macrodon*, *Tedania tantula*, *Latrunculia lendenfeldi*, *Plocamia gaussiana*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Latrunculia apicalis*, *Scolymastra joubini*, *Chondrocladia sp.*, *Anchinoë glaberrima*, *Hymedesmia sp.*, тилостили, анатриены, протриены, оксы
185	308	200	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Mycale tridens*, анатриены, оксы, хелы дуговидные, гексактины
186	351	55	Спикулы *Acanthorhabdus fragilis*, *Plocamia gaussiana*, *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Cinachyra barbata*, *Isodictya erinacea*, *Iophon radiatus*, *Rossella sp.*, оксы, анатриены, якорьки

Таблица 1 (продолжение)

№ станций	Глубина, *м*	Количество спикуло-ед. на 1 *см*²	Состав спикул в образцах донных отложений
187	601	175	Спикулы *Tedania tantula*, *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Eurypon miniaceum*, *Guitarra fimbriata*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Plocamia gaussiana*, *Myxilla sp.*, *Hymedesmia sp.*, *Ectyodoryx sp.*, *Mycale sp.*, *Haliclona glacialis*, *Mycale acerata*, оксы, протриены
188	931	82	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Mycale tridens*, *Isodictya setifer*, *Bipocil lopsis nexus*, *Mycale sp.*, торноты, оксы, гексактины
189	255	200	Спикулы *Tedania tantula*, *Cinachyra barbata*, *Iophon spatulatus*, *Ectyodoryx anacantha*, *Rossella sp.*, оксы, акантотилостили
190	683	100	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Mycale sp.*, *Hymedesmia sp.*, оксы, тилостили
191	707	50	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Isodictya setifer*, *Tedania sp.*, *Myxilla lissostyla*, *Hymedesmia sp.*, *Anchinoë glaberrima*, оксы, гексактины, сигмы
192	480	225	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Scolymastra joubini*, *Rossella sp.*, тилостили, анатриены, тилоты, оксы, хелы, стили
193	116	225	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Acanthorhabdus fragilis* (?), *Mycale tridens*, *Isodictya erinacea*, *Mycale magellanica*, оксы, акантостили
196	130	800	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Mycale magellanica*, *Scolymastra joubini*, *Tetilla sp.*, *Rossella sp.*, якорьки, оксы, акантотилостили, тилостили, хелы дуговидные
198	187	525	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Scolymastra joubini*, *Rossella sp.*, оксы
200	1401	625	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Isodictya erinacea*, *Mycale tridens*, *Sphaerotylus schoenus*, оксы
201	805	250	Спикулы *Mycale tridens*, *Isodictya erinacea*, *Rossella sp.*, оксы, акантотилостили
202	1941	100	Спикулы *Tedania tantula*, *Iophon spatulatus*, *Mycale acerata*, *Sphaerotylus schoenus*, *Plocamia gaussiana*, *Cinachyra barbata*, оксы, гексактины
203	544	60	Спикулы *Tedania tantula*, *Mycale tridens*, *Iophon radiatus*, *Iophon spatulatus*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Scolymastra joubini*, *Latrunculia sp.*, *Ectyodoryx sp.*, оксы, стронгилы, хелы дуговидные
204	278	72	Спикулы *Mycale tridens*, *Scolymastra joubini*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Iophon spatulatus*, *Sphaerotylus schoenus*, *Isodictya erinacea*, акантостили, оксы
205	1240	38	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Isodictya erinacea*, *Iophon radiatus*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Tedania tantula*, *Eurypon miniaceum*, *Anchinoë glaberrima*, *Myxilla sp.*, *Inflatella belli*, *Cladorhiza sp.*, *Mycale sp.*, *Chondrocladia sp.*, оксы, гексактины

Таблица 1 (продолжение)

№ станций	Глубина, м	Количество спикуло-ед. на 1 см²	Состав спикул в образцах донных отложений
206	1870	125	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Tedania tantula*, *Isodictya erinacea*, *Hoplakithara dendyi*, *Mycale tylotornota*, *Scolymastra joubini*, *Anchinoë glaberrima*, *Ectyodoryx sp.*, *Myxilla sp.*, *Caulophacus sp.*, акантотилостили, оксы, протриены, гексастры, сферастры
211	5111	0.5	Небольшие обломки спикул
216	5273	2	Спикулы *Inflatella belli*, *Malocosaccus sp.*, акантотилостили, оксы
219	4770	1	Спикулы *Caulophacus sp.*, акантотилостили, сигмы
220	4736	12	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Chondrocladia sp.*, *Malacosaccus sp.*, акантостили, стили
221	4540	20	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Cladorhiza moruliformis*, *Latrunculia sp.*, *Chondrocladia sp.*, *Caulophacus sp.*, акантотилостили, оксы
222	2150	30	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Mycale tridens*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Cladorhiza sp.*, *Chondrocladia sp.*, *Isodictya erinacea*, *Hymedesmia sp.*, *Latrunculia lendenfeldi*, оксы, анатриены, протриены, тилостили
223	1700	62	Спикулы *Isodictya erinacea*, *Tedania tantula*, *Iophon spatulatus*, *Mycale tridens*, *Chondrocladia antarctica*, *Latrunculia sp.*, анатриены, протриены, тилостили, оксы
226	934	30	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Isodictya setifer* *Iophon radiatus*, *Latrunculia sp.*, *Cladorhiza sp.*, акантотилостили, оксы, стили
229	2160	87	Спикулы *Iophon radiatus*, *Iophon spatulatus*, *Mycale tridens*, *Sphaerotylus antarcticus*, *Latrunculia sp.*, *Chondrocladia antarctica*, *Hoplakithara dendyi*, акантостили, оксы, гексактины, гексастры
230	2380	55	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Mycale gaussiana* (?), *Isodictya erinacea*, *Plocamia gaussiana*, *Cladorhiza sp.*, оксы, акантотилостили, тилостили, гексактины
231	3290	67	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Iophon radiatus*, *Chondrocladia antarctica*, *Latrunculia lendenfeldi*, *Isodictya erinacea*, *Plocamia gaussiana*, *Cladorhiza sp.*, акантотилостили, оксы, акантостили, гексактины
232	190	560	Спикулы *Tedania tantula*, *Iophon spatulatus*, *Mycale tridens*, *Scolymastra joubini*, *Latrunculia lendenfeldi*, *Anchinoë glaberrima*, *Mycale gaussiana*, *Inflatella belli*, *Plocamia gaussiana*, *Acanthorhabdus fragilis*, *Latrunculia apicalis*, *Plakina monolopha*, *Isodictya erinacea*, *Axociella nidificata*, *Eurypon miniaceum*, *Iophon radiatus*, *Mycale tylotornota*, *Myxilla lissostyla*, *Hymedesmia sp.*, *Ectyodoryx sp.*, оксы, анатриены, протриены
233	826	100	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Isodictya erinacea*, *Inflatella belli*, *Tedania tantula*, *Iophon radiatus*, *Hymedesmia sp.*, *Myxilla sp.*, *Mycale gaussiana*, *Chondrocladia sp.*, тилостили, оксы, гексастры, гексактины

Таблица 1 (продолжение)

№ станций	Глубина, м	Количество спикуло-ед. на 1 см²	Состав спикул в образцах донных отложений
235	2960	150	Спикулы *Iophon radiatus*, *Mycale tridens*, *Iophon spatulatus*, *Latrunculia lendenfeldi*, *Tedania tantula*, *Isodictya erinacea*, *Mycale tylotornota*, *Mycale sp.*, *Geodia sp.*, *Myxilla sp.*, оксы, акантотилостили, гексактины, гексастры
236	3430	110	Спикулы *Mycale tridens*, *Iophon radiatus*, *Iophon spatulatus*, *Isodictya erinacea*, *Myxilla sp.*, *Cladorhiza sp.*, гексактины, торноты, акантостили, оксы, тилостили
238	4080	60	Спикулы *Acanthorhabdus fragilis*, *Iophon radiatus*, *Mycale sp.*, *Chondrocladia sp.*, *Cladorhiza sp.*, *Caulophacus sp.*, оксы, акантостили
239	4450	28	Спикулы *Axinella mariana*, *Chondrocladia antarctica*, *Iophon spatulatus*, гексактины, акантотилостили, оксы
241	5080	40	Спикулы *Iophon spatulatus*, *Mycale tridens*, *Iophon radiatus*, *Mycale tylotornota*, *Isodictya erinacea*, *Myxilla sp.*, *Chondrocladia antarctica*, *Caulophacus sp.*, *Malacosaccus sp.*, оксы, акантотилостили
242	5000	35	Спикулы *Axinella mariana*, *Chondrocladia sp.*, *Eurypon miniaceum*, *Haliclona sp.*, *Caulophacus sp.*, оксы, стронгилы, сигмы
243	5226	0.5	Спикулы *Chondrocladia sp.*, *Malacosaccus sp.*, мелкие обломки других спикул
247	5370	2	Спикулы *Caulophacus sp.*, якорьки, стили, обломки спикул
249	3759	0.2	Сигмы, обломки спикул
250	3370	0.5	Обломки спикул
252	4780	0.2	Субтилостили, обломки спикул
254	4456	5	Стили веретеновидные, субтилостили, обломки спикул
255	4124	11	Спикулы *Geodia sp.*, оксы, тилоты, обломки спикул
256	4992	36	Спикулы *Plocamia sp.*, *Geodia sp.*, *Tethya sp.*, *Caulophacus sp.*, оксы, оксиастры, тилоты, триены, акантостронгилы, стронгилы
259	4600	0.4	Акантостили, обломки спикул
260	1808	255	Спикулы *Geodia sp.*, *Tethya sp.*, *Plocamia sp.*, *Hamacantha sp.*, оксы, тилоты, акантостили, стронгилы, оксиастры, тилостили и др.
261	204	125	Спикулы *Plocamia sp.*, *Geodia sp.*, *Tethya sp.*, *Hamacantha sp.*, *Myxilla sp.*, *Mycale sp.*, стронгилы, акантотилостили, оксы, хелы дуговидные, триены, десмы, тилостили и др.
262	102	375	Спикулы *Tethya sp.*, *Stelletta sp.*, *Geodia sp.*, *Haliclona sp.*, *Mycale sp.*, стронгилы, оксы, хелы дуговидные, акантотилостили и др.
263	110	182	Спикулы *Tethya sp.*, *Stelletta sp.*. *Geodia sp.*, *Latrunculia sp.*, акантостили, оксы, стили, сигмы, хелы, гексактины, стронгилы
264	1360	385	Спикулы *Plocamia sp.*, *Latrunculia sp.*, *Tethya sp.*, *Stelletta sp.*, *Cladorhiza sp.*, *Mycale sp.*, *Myxilla sp.*, *Geodia sp.*, оксы, акантоксы, стронгилы, тилостили, гексактины, акантостронгилы и др.
266	3129	2.5	Стронгилы, оксы, тилостили, обломки спикул

Таблица 1 (окончание)

№ станций	Глубина, м	Количество спикул-ед. на 1 см²	Состав спикул в образцах донных отложений
267	4400	175	Спикулы *Geodia sp.*, *Latrunculia sp.*, *Plocamia sp.*, *Tethya sp.*, *Stelletta sp.*, стронгилы, оксы, акантостили, тилоты, гексактины, тилостили
268	5442	14.6	Спикулы *Geodia sp.*, оксы, стили, тилостронгилы, гексактины, тилоты, акантостили
269	2394	7.8	Спикулы *Caulophacus sp.*, стили, стронгилы, акантотилостили
270	142	38	Спикулы *Ectyomyxilla kerguelensis*, *Hymedesmia sp.*, стили, оксы, тилостили, хелы дуговидные, торноты, тилоты
271	4260	1	Спикулы *Iophon radiatus*, оксы, тилоты, акавтостили, торноты
272	4300	0.8	Стили, обломки спикул
274	4740	0.5	Обломки спикул
275	4760	—	Спикулы не обнаружены
280	2220	2.5	Обломки спикул
282	417	32	Тилостили, оксы, акантотилостили, стили, стронгилы
283	1640	0.5	Спикулы *Iophon spatulatus*, акантотилостили, гексактины, стили, стронгилы, тилостили
284	4440	2	Спикулы *Chondrocladia sp.*, оксы, тилостили, гексастры, тилоты
285	4540	2.2	Обломки спикул
291	3520	1.5	Оксы, гексактины, гексастры, акантостили
293	3100	2.5	Гексактины, стронгилы, якорьки многозубчатые, сигмы, стили.
295	3390	1	Спикулы *Malacosaccus sp.*, обломки других спикул
296	4010	1.3	Оксы, обломки спикул
299	4510	20	Спикулы *Malacosaccus sp.*, оксы
302	3105	2.6	Оксы, гексактины, обломки спикул

Dolichacantha macrodon, *Eurypon miniaceum*, *Myxilla lissistyla* и др. Осадки шельфа субантарктических островов (Кергелен, Хёрд, Марион, Крозе и др.) по сравнению с только что рассмотренными отличаются значительно меньшим разнообразием; антарктический комплекс спикул здесь значительно обеднен и представлен лишь *Iophon spatalatus* и *Iophon radiatus*, к ним присоединяются часто встречающиеся в этих осадках *Ectyomyxilla kerguelensis*.

Для осадков шельфа южной Африки и южной Австралии чрезвычайно характерны спикулы губок *Geodia*, *Rhabdermia*, *Spirastrella*, *Dotonella*, *Tethya*, *Stelletta*, *Hamacantha* и др. (рис. 6, 7).

В районе больших глубин южной части Индийского океана в осадках отмечены спикулы глубоководных губок *Cladorhiza tridentata*, *Chondrocladia antarctica*, *Hyalonema drygalskii*, *Malacosaccus sp.*, *Caulophacus sp.* и некоторых других (рис. 8).

Перечисленные комплексы спикул и губок настолько характерны, что дают возможность с уверенностью отличать соответствующие им осадки друг от друга.

Интересно отметить, что большинство видов губок, составляющих антарктический и глубоководный комплексы, до сих пор было известно лишь из немногих пунктов Антарктики или считалось даже редкими. Изучение спикул в осадках существенно расширило наше представление о распространении многих видов губок. В приведенной ниже таблице 2 на основании

данных спикульного анализа указаны (кроме известных) предполагаемые места нахождения в Антарктике некоторых из этих видов.

Таким образом, метод спикульного анализа, основанный на данных современной спонгиологии, в свою очередь, может служить для познания состава фауны губок исследуемого водоема и уточнения границ распространения некоторых ее представителей.

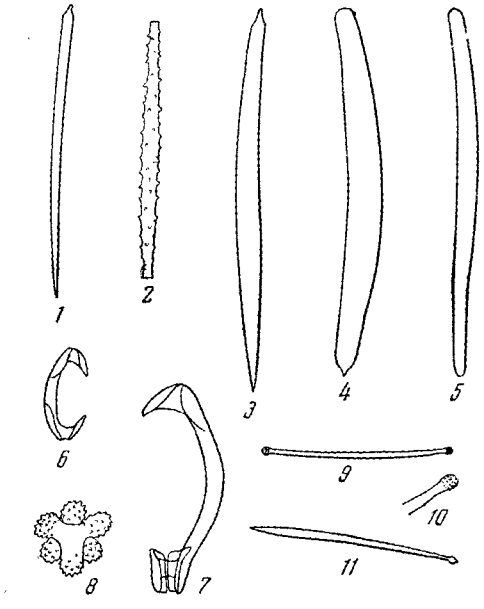


Рис. 5. Некоторые характерные спикулы губок антарктического шельфа

1 — стиль с зубцом на вершине (*Iophon spatulatus*), увел. в 210 раз; *2* — акантостронгила (*Acanthorhabdus fragilis*), увел. в 210 раз; *3* — стиль с зубцом на вершине (*Acanthorhabdus fragilis*), увел. в 210 раз; *4* — стиль (*Tedania tantula*), увел. в 210 раз; *5* — стронгила (*Tedania tantula*), увел. в 210 раз; *6* — хела дуговидная (*Isodictya erinacea*), увел. в 500 раз; *7* — хела разноконечная (*Mycale tridens*), увел. в 500 раз; *8* — гексактина (*Scolymastra joubini*), увел. в 500 раз; *9* — тилота с зубчатыми концами (*Iophon radiatus*), увел. в 210 раз; *10* — конец тилоты (*Iophon radiatus*), увел. в 500 раз; *11* — тилостиль веретеновидная (*Sphaerotylus antarcticus*), увел. в 500 раз

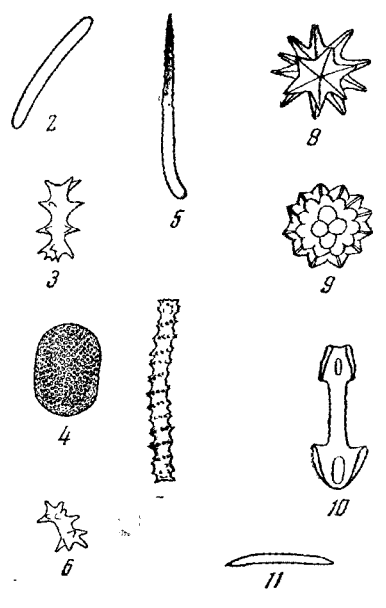


Рис. 6. Некоторые характерные спикулы губок южноавстралийского шельфа

1 — тилота веретеновидная (*Histodermella* sp.), увел. в 210 раз; *2* — стронгила, увел. в 210 раз; *3* — дискастра (*Latrunculia* sp.), увел. в 500 раз; *4* — стерраструа (*Geodia* sp.), увел. в 500 раз; *5*—стиль с изогнутой головкой (*Rhabdermia coralloides*), увел. в 210 раз; *6* — спираструа (*Spirastrella* sp.), увел. в 500 раз; *7* — акантостронгила спирально-шиповатая(*Dotonella mirabilis*), увел. в 500 раз; *8* — сферастра (*Tethya* sp.), увел. в 500 раз; *9* — сферастра (*Stelletta* sp.), увел. в 500 раз; *10* — хела разноконечная (*Mycale* sp.), увел. в 500 раз; *11* — окс коротко заостренный (*Haliclona* sp.), увел. в 210 раз

Поскольку настоящее исследование имеет целью получение исходных данных для изучения колонок грунта методом спикульного анализа, необходимо остановиться на возможностях определения глубины водоема в момент отложения тех или иных осадков. Для этой цели ниже приводится перечень видов губок с указанием пределов их вертикального распространения в Антарктике (табл. 3). Если не учитывать губки, нахождение которых в Антарктике отмечено единично, то почти половина всех видов является формами эврибатными с пределами распространения в среднем от 120 до 1000 *м*. Другая значительная часть губок несколько менее эврибатная, распространена до 500—600 *м*, что примерно соответствует границам антарктического шельфа. Некоторое количество видов имеет довольно ограниченные диапазоны вертикального распространения; именно эти

стенобатные виды представляют особую ценность для суждения о глубине водоема на основании изучения содержащихся в отложениях спикул.

Эврибатность значительной части фауны губок Антарктики объясняется прежде всего преобладанием на шельфе и склоне однообразных грунтов, содержащих большое количество валунов и гальки, что способствует

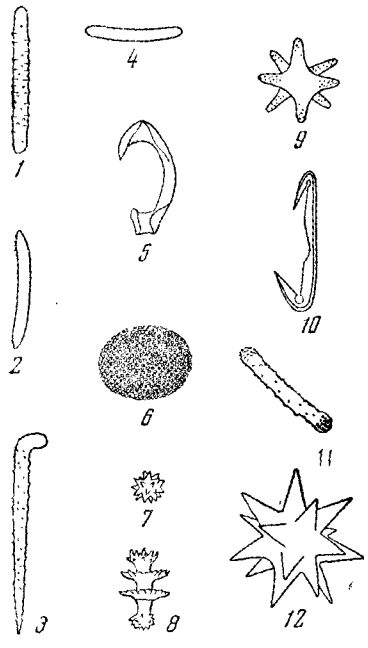


Рис. 7. Некоторые характерные спикулы губок южноафриканского шельфа:

1 — акантостронгила, увел. в 210 раз; *2* — окс коротко заостренный (*Haliclona* sp.), увел. в 210 раз; *3* — стиль с изогнутой головкой, увел. в 210 раз; *4* — стронгила, увел. в 210 раз; *5* — хела разноконечная (*Mycale* sp.), увел. в 500 раз; *6* — стерраструа (*Geodia* sp.), увел. в 500 раз; *7* — сферастра, увел. в 500 раз; *8* — дискастра (*Latrunculia* sp.), увел. в 500 раз; *9* — сферастра, увел. в 500 раз; *10* — дианцистра (*Hamacantha* sp.), увел. в 500 раз; *11* — акантостронгила (*Plocamia* sp.), увел. в 210 раз; *12* — сферастра, увел. в 500 раз

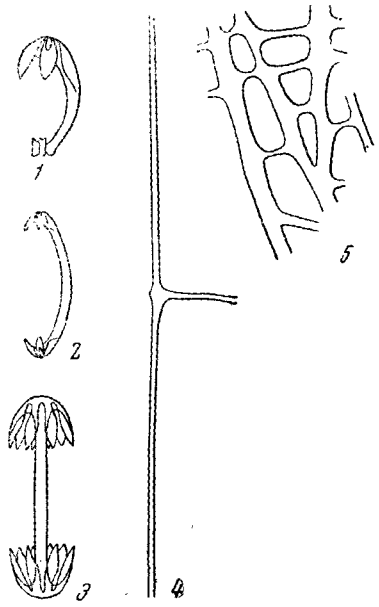


Рис. 8. Некоторые характерные спикулы губок абиссали южной части Индийского океана

1 — якорек разноконечный (*Cladorhiza tridentata*), увел. в 500 раз; *2* — якорек равноконечный (*Chondrocladia antarctica*), увел. в 500 раз; *3* — амфидиск (*Hyalonema drygalskii*), увел. в 500 раз; *4* — триактина (*Malacosaccus* sp.), увел. в 210 раз; *5* — участок решетчатого скелета (*Caulophacus* sp.), увел. в 210 раз

развитию сидячих, прикрепленных форм животных, какими и являются губки. Другая причина этого состоит в наличии у берегов Антарктиды интенсивных придонных течений, направленных в сторону моря и оказывающих непосредственное воздействие на проникновение элементов шельфовой фауны губок на склон. Эти же течения способствуют созданию благоприятных и довольно однообразных трофических и гидрохимических условий существования на значительном протяжении шельфа и склона. Несомненно, расширению диапазона вертикального распространения отдельных видов способствует также наличие в пределах рассматриваемого шельфа глубоких впадин (Ушаков, 1963).

Следовательно, при определении глубины водоема по данным спикульного анализа колонок грунта, необходимо учитывать возможность сноса

Таблица 2

Вид	Известные места нахождения	Ожидаемые места нахождения (в Индийском секторе)
Plakina monolopha Schulze	Земля Вильгельма	Земля Королевы Мэри, Берег Нокса, Берег Принцессы Рагнхильды
Sphaerotylus schoenus Sollas	Земля Вильгельма, Земля Виктории	Берег Кемпа, Берег Мак-Робертсона
Latrunculia lendenfeldi Hentschel	Земля Вильгельма, Берег Отса	Повсеместно
Mycale tridens Hentschel	Земля Вильгельма, Берег Клары, Земля Виктории, Земля Греэма, остров Шишкова	Повсеместно
Hoplakithara dendyi Kirkpatrick	Земля Вильгельма, Берег Банзарэ, Земля Виктории	Берег Кемпа, Берег Принца Харальда
Cladorhiza tridentata Ridley et Dendy	Между островами Крозе и Принс-Эдуард	К северу от Берега Нокса и Земли Принцессы Елизаветы
Chondrocladia antarctica Hentschel	К северу от Земли Вильгельма	К северу от Берега Нокса, Земли Уилкса, Принцессы Елизаветы, Принца Харальда, Принцессы Рагнхильды
Iophon radiatus Topsent	Земля Вильгельма, Земля Виктории, Земля Греэма	Повсеместно
Acanthorhabdus flagilis Burton	Земля Королевы Мэри, Земля Виктории, остров Шишкова	Повсеместно
Myxilla lissostyla Burton	Земля Королевы Мэри	Земля Вильгельма, Берег Нокса, Земля Принцессы Елизаветы, Берег Принцессы Рагнхильды
Plocamia gaussiana Hentschel	Земля Вильгельма, Берег Отса, Земля Виктории	Повсеместно
Dolichacantha macrodon Hentschel	Земля Вильгельма	Земля Уилкса, Земля Принцессы Елизаветы
Eurypon miniaceum Thiele	Земля Вильгельма, Берег Нокса, Архипелаг Пальмера	Повсеместно

спикульного материала с меньших глубин на бо́льшие, а также факт эврибатности значительного числа антарктических видов губок. Довольно легко установить, происходило ли отложение рассматриваемых осадков на шельфе, склоне или на абиссальных глубинах. спользование же спикул губок для более точного определения глубины требует особой осторожности, поскольку в настоящее время данные о вертикальном распространении некоторых «стенобатных» видов нельзя еще признать достаточно полными.

Таблица 3

Состав и вертикальное распространение губок Индийского сектора Антарктики

Вид	Глубина, м	Количество находок в пределах Антарктики
Holascus fibulatus Schulze	2526—4758	3
Malacosaccus vastus Schulze	2626	1
Malacosaccus pedunculatus Topsent	2880	1
Malacosaccus coatsi Topsent	2580	1
Caulophacus latus Schulze	2928	1
Caulophacus antarcticus Schulze et Kirkpatrick	2725—3397	2
Caulophacus scotiae Topsent	2580	1
Hyalonema drygalskii Schulze et Kirkpatrick	2725	1
Rossella antarctica antarctica Schulze et Kirkpatrick	350—548	6
Rossella racovitza Topsent	70—385	7
Rossella nuda Topsent	93—460	9
Anoxycalyx ijimai Kirkpatrick	150—379	4
Scolymastra joubini Topsent	75—420	3
Chonelasma lamella choanoides Schulze et Kirkpatrick	430—3397	6
Bathyxiphus sp. Schulze et Kirkpatrick	2725—3397	3
Aulocalyx irregularis Schulze	2928—3397	2
Plakina monolopha Schulze	350—385	2
Plakina trilopha Schulze	93—920	5
Monosyringa longispinna (Lendenfeld)	125—1340	10
Poecillastra compressa antarctica Koltun	510—860	1
Pachastrella moniliphera Schmidt	320	1
Tetilla leptoderma Sollas	18—700	14
Cinachyra antarctica (Carter)	18—700	14
Cinachyra barbata Sollas	18—549	9
Latrunculia apicalis Ridley et Dendy	18—549	7
Latrunculia lendenfeldi Hentschel	74—650	3
Latrunculia antarctica Tanita	700	1
Stylocordyla borealis (Loven)	93—1080	7
Suberites paminatus Ridley et Dendy	90—920	18
Polymastia isidis Thiele	259—385	2
Polymastia invaginata Kirkpatrick	18—1080	11
Sphaerotylus schoenus (Sollas)	18—385	2
Sphaerotylus antarcticus Kirkpatrick	18—457	7
Oscarella lobularis (Schmidt)	50—385	2
Mycale magellanica (Ridley)	46—550	5
Mycale gaussiana Hentschel	320—920	5
Mycale tridens Hentschel	70—441	4
Mycale acerata Kirkpatrick	30—540	12
Mycale mammiformis (Ridley et Dendy)	2928	1
Asbestopluma callithrix Hentschel	197—540	1
Asbestopluma calyx Hentschel	197—540	3
Asbestopluma belgicae (Topsent)	370—569	4
Asbestopluma obae Koltun	2250	1
Cladorhiza tridentata Ridley et Dendy	2880	1
Cladorhiza mani Koltun	3700	1
Cladorhiza moruliformis Ridley et Dendy	3568	1
Meliiderma stipitata (Ridley et Dendy)	2928	1
Chondrocladia antarctica Hentschel	2450	1

Таблица 3 (продолжение)

Вид	Глубина, м	Количество находок в пределах Антарктики
Esperiopsis profunda Ridley et Dendy	2928	1
Amphilectus rugosus (Thiele)	320—385	2
Phelloderma radiatum Ridley et Dendy	385	1
Isodictya obliquidens (Hentschel)	310—920	4
Isodictya erinacea (Topsent)	92—920	13
Isodictya setifer (Topsent)	36—710	17
Isodictya delicata megachela Burton	150—920	3
Isodictya antarctica (Kirkpatrick)	45—660	14
Guitarra fimbriata Carter	200—920	3
Hoplakithara dendyi Kirkpatrick	228—380	3
Cercidochela lankesteri Kirkpatrick	90—840	8
Biemna chilensis Thiele	259—1080	3
Inflatella latrunculioides (Ridley et Dendy)	385—920	4
Inflatella coelosphaeroides Koltun	320—920	4
Inflatella belli (Kirkpatrick)	18—450	8
Myxilla mollis Ridley et Dendy	18—650	7
Myxilla lissostyla Burton	432	1
Myxilla asigmata Topsent	310—2628	5
Myxilla insolens Koltun	320	1
Iotrochota somovi Koltun	320	1
Lissodendoryx flabellata Burton	399—540	2
Lissodendoryx styloderma Hentschel	399—540	1
Kirkpatrickia variolosa (Kirkpatrick)	18—540	2
Iophon radiatus Topsent	16—450	5
Iophon spatulatus Kirkpatrick	16—550	18
Iophon aceratus Hentschel	228—550	3
Acanthorhabdus fragilis Burton	72—560	3
Tedania tantula (Kirkpatrick)	120—920	25
Tedania vanhöffeni Hentschel	380—499	2
Tedania gracilis Hentschel	320—385	2
Tedania charcoti Topsent	45—411	5
Tedania oxeata Topsent	200—920	8
Tedania trirhaphis Koltun	30—920	4
Hymedesmia simillima antarctica Hentschel	385	1
Hymedesmia longurius antarctica Hentschel	385—548	2
Hymedesmia gaussiana Hentschel	350	1
Hymenancora rhaphidophora Hentschel	380—385	1
Stylotellopsis antarcticus Koltun	610—860	1
Plocamia gaussiana Hentschel	324—385	3
Crella crassa (Hentschel)	200—540	5
Crella stylifera Hentschel	385	1
Crellina tubifex Hentschel	200—385	2
Dolichacantha macrodon Hentschel	385	1
Clathria pauper Brøndsted	512—640	2
Axociella nidificata (Kirkpatrick)	93—540	9
Axociella flabellata Topsent	75—700	8
Axociella rameus Koltun	170	1
Artemisina apollinis (Ridley et Dendy)	36—380	3
Artemisina plumosa Hentschel	125—920	5

Таблица 3 (окончание)

Вид	Глубина; м	Количество находок в пределах Антарктики
Artemisina tubulosa Koltun	100	1
Rhaphidophlus paucispiculus Burton	201	1
Myxodoryx hanitschi (Kirkpatrick)	180—612	3
Ectyomyxilla mariana (Ridley et Dendy)	109—385	3
Ectyomyxilla chilensis (Tiele)	256—380	2
Ectyodoryx antarctica (Hentschel)	170—420	3
Ectyodoryx anacantha (Hentschel	320—540	6
Ectyodoryx ramilobosa (Topsent)	100—1340	11
Bipocillopsis nexus Koltun	310—400	2
Anchinoë acanthochela Koltun	1340	1
Anchinoë leptochela (Hentschel)	380	1
Anchinoë glaberrima (Topsent)	90—540	9
Eurypon miniaceum Thiele	93—660	4
Homaxinella balfourensis (Ridley et Dendy)	9—550	9
Plicatellopsis fragilis Koltun	470—1625	3
Pseudosuberites antarcticus (Carter)	100—450	4
Pseudosuberites hyalinus (Ridley et Dendy)	100—920	9
Pseudosuberites mollis Ridley et Dendy	470—525	1
Pseudosuberites nudus Koltun	320—420	2
Halichondria hentscheli Koltun	320—560	3
Hymeniacidon centrotylota Hentschel	380	1
Haliclona dancoi (Topsent)	18—540	7
Haliclona gaussiana (Hentschel)	350	1
Haliclona calyx (Ridley et Dendy)	200—560	4
Haliclona spongiosa (Topsent)	170—450	5
Haliclona rudis (Topsent)	36—500	9
Haliclona bidens (Topsent)	30—350	4
Haliclona phakelloides (Kirkpatrick)	180—550	5
Haliclona tylotoxus (Hentschel)	350—385	1
Adocia carduus (Ridley et Dendy)	219—1080	2
Adocia cucurbitiformis (Kirkpatrick)	45—330	3
Adocia glacialis (Ridley et Dendy)	93—660	5
Adocia tenella (Topsent)	50—226	2
Hemigellius pachyderma Burton	45—161	2
Calyx arcuarius (Topsent)	18—920	13
Microxina benedeni (Topsent)	100—540	12
Aplysina minima Hentschel	252—385	2
Dendrilla membranosa (Pallas)	10—540	4

ЛИТЕРАТУРА

Колтун В. М. Спикульный анализ как микропалеонтологический метод исследования.— Палеонтол. ж. 1959, № 3.

Колтун В. М. Спикульный анализ и его применение в геологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.

Колтун В. М. Губки Антарктики. I. Четырехлучевые и кремнероговые губки.— Исслед. фауны морей II/X, 1964.

Лисицын А. П. и Живаго А. В. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 2 (сообщение 1); № 3 (сообщение 2).

Ушаков П. В. Некоторые особенности распределения донной фауны у берегов Восточной Антарктиды.— Информ. бюлл. Сов. Антаркт. экспед. Л., Изд-во «Морской транспорт», 1963.

Burton M. The abundance of Sponges on the Antarctic and its geological significance.— Discovery Reports, v. VI, 1932.

Е. М. Емельянов

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АУТИГЕННОГО КРЕМНЕЗЕМА ВО ВЗВЕСИ И В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

Фактические данные по распределению низких (кларковых) содержаний аутигенного кремнезема в осадках современных водоемов весьма скудны. Это относится, в частности, и к Средиземному морю — району наших исследований.

Можно предполагать очень низкое содержание $SiO_{2\,аморф}$ во взвеси и в осадках Средиземного моря, что обусловлено двумя причинами: 1) гидрологическими и гидрохимическими особенностями этого бассейна и 2) сравнительно низкой продуктивностью извлекающих кремний организмов.

Известно (Бруевич, 1953; Страхов, 1963), что как речные, так и морские воды резко недосыщены кремнеземом, а его растворимость увеличивается с повышением температуры и pH раствора. Особенно резкий рост растворимости отмечается при pH, равном 9. В средиземноморских водах (пределы колебаний температуры — 13—29°, pH — 8,1—8,3) может раствориться до 200—220 *мг/л* кремнезема, однако фактическое содержание, по многочисленным данным, полученным В. А. Егоровой (Институт океанологии АН СССР) на э/с «Академик С. Вавилов» (табл. 1) колеблется от 100 до 400 *мг/м*^{3}, т. е. примерно в 500 раз меньше, чем это требуется для насыщения. Даже в областях современного вулканизма, с которыми иногда связывается накопление кремнезема (Краускопф, 1963), концентрация этого элемента повышается (предположительно за счет вулканических эманаций) всего лишь до 350—724 *мг/м*^{3} и, конечно, не может вызывать хемогенной его садки.

Низкие концентрации кремнезема в водах Средиземного моря обусловлены гидрологическим и биологическим факторами. Как известно, убыль воды в Средиземном море, вызванная интенсивным испарением, идет за счет притока обедненных кремнеземом (табл. 1) атлантических вод, в то время как роль сравнительно богатых этим компонентом черноморских и речных вод в водном балансе Средиземного моря невелика — около 10% (по Львовичу, 1964). Эти воды сильно обедняются кремнекислотой в результате их разбавления средиземноморскими водами и биологической фильтрации уже на расстоянии первых километров от устьев рек или проливов. По данным В. А. Егоровой, в водах Нила у Каира содержится 11 290 *мг/м*^{3} Si, в устье рукава у Розетты — 3834—6428 *мг/м*^{3}, а на расстоянии около 10—20 *км* от устьев рукавов Нила — всего 219—249 *мг/м*^{3}.

Многие морские организмы концентрируют кремнезем в больших количествах — в 1000—10 000 раз больше, чем его содержится в воде. Никакой живой организм не может существовать без кремния. Он содержится в оболочках клеток, в соединительной ткани, в эпителии, в плазме (у диа-

томей) и т. д. (Вернадский, 1954). В природных водах кремний находится в постоянном движении: он непрерывно извлекается организмами и вновь поступает в воду при растворении панцирей организмов. В год через живое вещество проходит в тысячи или десятки тысяч раз больше атомов кремния, чем их содержится в каждый момент во всех живых организмах (Вернадский, 1954).

Средиземное море отличается от других внутренних и окраинных морей бедностью фитопланктона. Первичная продукция здесь колеблется в пределах 21—157 *мг/м*^{3} (в среднем около 70 *мг/м*^{3}), что в 5—20 раз меньше, чем в Черном море (Белогорская, 1965; Кондратьева, 1965). Роль диатомовых водорослей и силикофлягеллят в составе фитопланктона также очень мала. В Тирренском море, например, среди диатомовых был зарегистрирован 61 вид, а силикафлягеллят всего лишь пять видов, что составляет 18,7 и 1,5% соответственно от всего количества видов фитопланктона. Правда, по биомассе диатомовые стоят на втором месте после динофлягеллят, но они составляют от 0,5 до 7,8 *мг/м*^{3} (в среднем около 2 *мг/м*^{3} или 35%) всего фитопланктона, общая биомасса которого здесь в 6—8 раз меньше, чем в Черном море (Белогорская, 1965).

Среди диатомовых в Средиземном море резко преобладают представители родов *Chaetoceros*, *Rhizosolenia*, *Nitzschia*, *Bacteriastrum*, *Thalassionema* (Белогорская, 1965).

Летом диатомовые водоросли концентрируются главным образом в слое 75—100 *м* (иногда 100—150 *м*). В зимнее время, наоборот, они приурочены к верхним 100 *м* воды, особенно к слою 0—25 *м*. Глубже 100—200 *м* количество и биомасса диатомовых резко падают.

Известно, что значительная часть фитопланктона (в том числе и диатомовых) поедается зоопланктоном уже в верхних слоях воды. Резкому уменьшению количества уже отмерших особей (тканей и скелетов) диатомовых с глубиной способствует и их растворение, а в Средиземном море особенно, поскольку здесь обычны высокие температуры воды (даже в придонных слоях они не падают ниже 13—14°) при сравнительно высоком pH. Как указывает К. Краускопф (1963), в течение своей жизни организмы могут предохранять растворение своих скелетов благодаря пленкам органического вещества или, возможно, силикатов магния или алюминия, после смерти предохранительная пленка быстро распадается и начинается растворение наиболее тонких частей скелета. Особенно быстрое растворение кремнистых панцирей фитопланктона происходит в верхних 100 *м*, где почти полностью исчезают все тонкостенные диатомеи (*Porosira dichotomica*, *Chaetoceros skeleton*, *Nitzschia barkleyi* и др.) (Лисицын, 1964). На глубинах более 100 *м* полное растворение створок замедляется, но в конечном итоге, например, в Индийском океане, дна достигает всего лишь 1—8% количества диатомей, содержащихся на поверхности (Лисицын, 1964). В Средиземном море процент должен быть еще меньше. В результате в осадок попадают лишь самые грубые скелетные остатки, не успевшие раствориться до их захоронения. Самыми стойкими против растворения, как показали наблюдения, являются спикулы губок.

Таким образом, заметного появления кремнистых остатков можно ожидать в северных районах Средиземного моря, где наблюдаются сравнительно низкие среднегодовые температуры воды и поступление кремния с речными водами.

Роль кремнистых остатков во взвеси нами изучалась на фильтрах под микроскопом. Было изучено около 200 проб со 120 станций. Оказалось, что и во взвеси количество кремнистых остатков очень мало: они составляют всего лишь несколько процентов или доли процента всего количества взвешенных частиц. Среди этих остатков обычно преобладают спикулы длиной от нескольких микрон до 80 *мк* и толщиной обычно меньше 5 *мк*. Лишь

очень редко наблюдаются отдельные обломки толстых кремнистых трубок (спикулы губок?). Иногда спикулы, соединяясь своими концами, образуют различные цепочки, многогранники и т. д. Среди других кремнистых остатков можно отметить раковинки радиолярий и их шипы.

Кремнистые остатки в несколько повышенных количествах наблюдаются лишь в северных районах — Адриатическом и Эгейском морях. Здесь они составляют до 5—15% всего количества взвеси.

В глубинных горизонтах вод кремнистых остатков меньше, чем в верхних слоях.

Низкая продуктивность диатомовых водорослей и потому незначительные количества кремнистых остатков определяют низкие содержания аутигенного кремнезема во взвеси. Для отдельных участков Средиземного моря содержание во взвеси $SiO_{2аморф}$ в верхнем пятиметровом слое воды показано, по А. П. Лисицыну (1964), в табл. 1.

Таблица 1

Единицы измерения	Море Леванта	Ионическое море	Тунисское побережье	Альбораново море	Среднее
*Мг/м*³	1,7	0,4	0,9	1,5	1,0
В % от сухого вещества взвеси	0,86	0,49	1,28	1,66	1,07

Это, видимо, не предельные цифры для Средиземного моря. Во взвеси из слоя 5—100 *м* кремнекислоты должно быть несколько больше, так как именно к этим глубинам приурочено максимальное скопление диатомовых водорослей.

Если сравнить средние данные по концентрации растворенной и взвешенной кремнекислоты в Средиземном море, то на долю последней приходится всего лишь 1—0,5% всей кремнекислоты, т. е. в 100—200 раз меньше, чем растворенной формы (для глубинных горизонтов эта разница еще больше). Даже в Индийском секторе Антарктики, где очень бурно развиваются диатомовые, растворенного кремнезема больше, чем взвешенного, в 5—50 раз (Лисицын, 1964), а в Черном море — в 20—25 раз (Бруевич, 1953). Это говорит о том, что развитие диатомовых в Средизем-

Средние величины содержания кремнезема (в *мг/м*³) в водах Средиземного

Глубина, *м*	Алжиро-Прованский бассейн			Тирренское море			Ионическое море		
	экстремальные величины	среднее	количество определений	экстремальные величины	среднее	количество определений	экстремальные величины	среднее	количество определений
0	90—190	140	2	270—1100	350	3	65—520	223	17
100	120—177	148	2	390—732	506	3	110—1189	309	15
500	309—359	334	2	630—850	720	3	148—655	297	16
1000	—	—	—	412—728	540	3	190—575	323	13
2000	—	—	—	687—760	724	2	221—625	393	6

* Данные В. А. Егоровой (Институт океанологии АН СССР), полученные в экспедициях на э/с «Академик С. Вавилов» в 1959—1963 гг.

ном море не может лимитироваться количеством кремнезема, их низкая продуктивность обусловливается малым содержанием питательных солей.

При сопоставлении количества аутигенного кремнезема во взвеси и в диатомовых видно, что среднее содержание его во взвеси примерно в 20—40 раз меньше, чем в диатомовых. Таким образом, диатомовый материал сильно (в 20—40 раз) разбавляется иным (бескремниевым) материалом. В осадках Средиземного моря, где интенсивны растворение раковинного материала и карбонатонакопление, разбавление должно быть еще более значительным.

Таким образом, данные по фитопланктону и результаты микроскопического и химического исследования взвеси из различных горизонтов воды показывают, что содержание аутигенного кремнезема в донных осадках Средиземного моря должно быть очень незначительным. И в самом деле, по данным 140 проб, оно колеблется здесь в пределах 0,5—1,0%. Больше 1% (максимум до 1,86%) $SiO_{2\,аут}$ обнаружено лишь на отдельных, преимущественно глубоководных станциях (Мраморное море, море Леванта, Тирренское море, северо-восточная часть Алжиро-Прованского бассейна и т. д.) (рис. 1).

Только на двух станциях в авандельте Нила и районе о. Санторин отмечено количество кремнезема, равное 2,01 и 2,93% соответственно. Не исключено, что это обусловлено растворением не только аморфного, но и небольшой части силикатного кремнезема при анализе, так как в осадках этих станций очень много кварца и вулканического стекла.

Пониженное (меньше 0,5%) количество аутигенного кремнезема отмечается во всей мелководной аридной зоне Средиземного моря, где идет активное карбонатообразование (Египетско-Тунисское побережье).

Распределение $SiO_{2\,аут}$ по типам осадков в разных районах Средиземного моря показано в табл. 3. Максимальные концентрации его приурочены к мелкоалевритовым и глинистым илам, т. е. к сравнительно тонким осадкам. В крупных алевритах и песках он содержится в минимальных количествах. Если исключить из общего перечня исследованных образцов три с максимальным значением $SiO_{2\,аут}$, то содержание его будет постепенно увеличиваться с увеличением степени дисперсности осадка: в песках оно равно 0,80%, крупных алевритах — 0,50%, мелкоалевритовых илах — 0,80%, алевритово-глинистых илах — 0,83% и глинистых илах — 0,94% (рис. 2).

Таблица 2

моря *, Атлантического океана ** и Черного моря ***

Море Леванта			Атлантический океан (у Гибралтара)			Черное море ***		
экстремальные величины	среднее	количество определений	экстремальные величины	среднее	количество определений	экстремальные величины	среднее	количество определений
44—250	117	12	50—130	87	3	720—1000	845	4
66—270	134	7	42—140	104	3	810—1560	1185	2
170—302	222	5	160—420	330	3	2500—3705	3200	4
200—350	260	4	—	—	—	3530—4760	4100	3
—	260	1	—	—	—	5000—5555	5320	3

** Данные э/с «Предводник».
*** Данные Я. К. Гололобова (Бруевич, 1953).

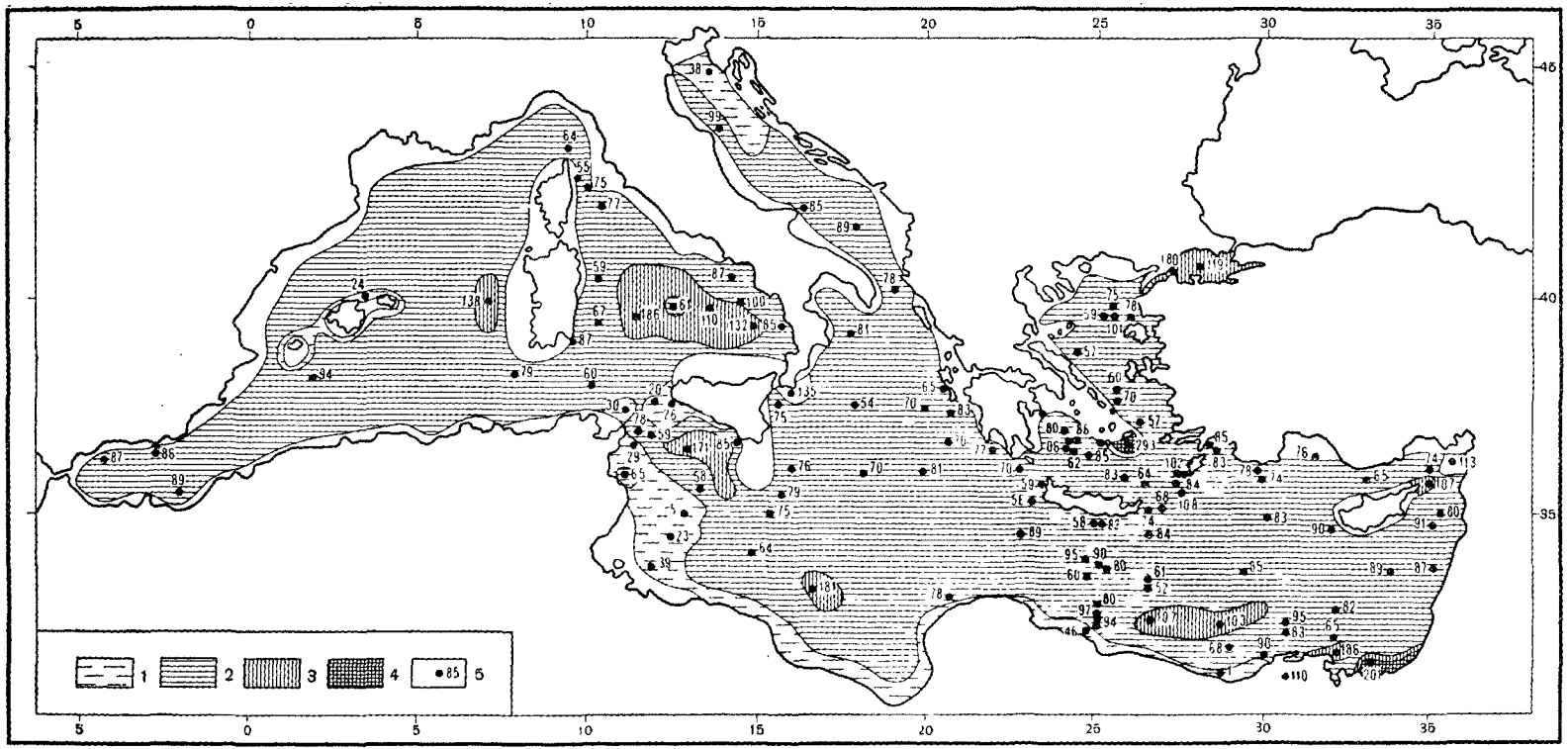


Рис. 1. Распределение аутигенного кремнезема в поверхностном (0—2, 0—5 *см*) слое осадков Средиземного моря (в 10^{-2}% от воздушно-сухой пробы)

1 — менее 50; *2* — от 50 до 100; *3* — от 100 до 200; *4* — более 200; *5* — изученные станции

Таблица

Распределение $SiO_{2\ аморф}$ по типам осадков в различных участках Средиземного моря (в % от воздушно-сухого образца) *

Участки моря	Пески			Крупные алевриты		Мелкоалевритовые илы			Алевритово-глинистые илы			Глинистые илы		
	экстремальные величины	среднее	количество образцов	среднее	количество образцов	экстремальные величины	среднее	количество образцов	экстремальные величины	среднее	количество образцов	экстремальные величины	среднее	количество образцов
Мраморное море	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,80	1	—	1,19	1
Эгейское море	0,51—1,01	0,79	7	—	—	0,57—2,93	1,30	4	0,45—0,80	0,61	4	0,57—0,85	0,70	6
Море Леванта	0,09—2,01	0,94	6	—	—	0,68—0,94	0,76	4	0,56—1,45	0,85	18	0,58—1,08	0,84	21
Ионическое море	—	1,35	1	0,75	1	—	—	—	0,76—0,83	0,79	5	0,65—1,81	0,84	9
Адриатическое море	—	0,36	1	—	—	—	—	—	0,76—0,83	0,79	5	0,65—1,81	0,84	9
Африкано-Сицилийский порог	0,05—0,78	0,42	11	—	—	—	0,64	1	—	0,85	1	0,58—1,71	1,14	2
Тирренское море	0,64—0,77	0,70	2	—	—	—	1,19	1	0,39—1,32	0,88	4	0,55—1,86	0,92	9
Алжиро-Прованский бассейн	—	—	—	0,24	1	—	—	—	0,86—0,94	0,89	4	0,79—1,38	1,08	2
Средиземное море (в целом)	0,05—2,01	0,67	28	0,50	2	0,57—2,93	1,01	10	0,45—1,45	0,83	37	0,52—1,86	0,94	51

* Анализы выполнены Н. В. Осадчей в лаборатории аналитической химии ЧЭНИС Института океанологии АН СССР под руководством В. С. Соколова и В. Ф. Севастьянова.

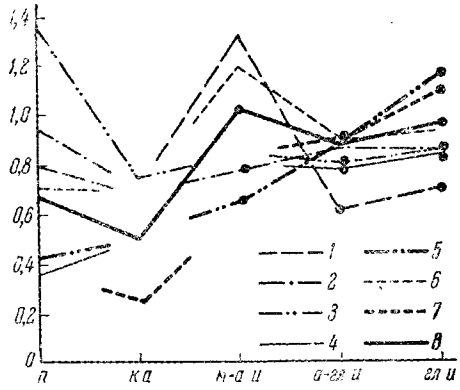


Рис. 2. Распределение аморфного кремнезема по типам осадков (см. табл. 2)

п — пески; *ка* — крупные алевриты; *м-аи* — илы мелкоалевритовые; *а-гли*—илы алевритово-глинистые; *гли* — илы глинистые; *1* — Эгейское море, *2* — Левантийское море; *3* — Ионическое море; *4* — Адриатическое море; *5* — Африкано-Сицилийский порог; *6* — Тирренское море; *7* — Алжиро-Прованский бассейн; *8* — Средиземное море (в целом)

В донных отложениях кремнезем представлен (как и во взвеси) различными остатками скелетов, целиком попадающими в легкую фракцию (уд. вес меньше 2,9). В песчаных фракциях кремнистые остатки практически отсутствуют. В крупноалевритовой фракции (0,1—0,05 *мм*) обломки кремневых раковин встретились всего только 44 раза из 128, а их среднее содержание лишь в области Африкано-Сицилийского порога превышает 1% (табл. 4, рис. 3). Чаще всего они наблюдаются в Адриатическом, Эгейском и Тирренском морях, т.е. там же, где отмечались их повышенные количества во взвеси. Как исключение повышенные содержания кремневых скелетных остатков отмечаются в южных районах моря: на Африкано-Сицилийском пороге и севернее Киренаики (до 2,3%).

В глубоководных областях моря кремнистые остатки в песчаных и крупноалевритовой фракциях очень редки. Здесь кремнезем представлен главным образом раковинками диатомовых и радиолярий и их обломками, а в грубых фракциях — спикулами губок, кремнистыми иглами (спикулы?) и другими грубыми обломками.

Кремневые скелетные остатки, изученные нами в песчаной и крупноалевритовой фракциях осадка, составляют лишь часть (притом мень-

Таблица 4

Распределение остатков кремнистых организмов в крупноалевритовой (0,1—0,05 *мм*) фракции верхнего (0—5 *см*) слоя осадков Средиземного моря (в % к легкой подфракции)

Участок моря	а	б	в	г	д
Мраморное море	1	0	0	0	0
Эгейское море	12	9	0,0—2,3	0,8	е. з.
Море Леванта	49	11	0,0— е. з.	е. з.	е. з.
Ионическое море	17	4	0,0—2,3	0,9	е. з.
Адриатическое море	11	8	0,0—1,3	е. з.	е. з.
Африкано-Сицилийский порог	12	2	0,0—2,6	1,5	е. з.
Тирренское и Лигурийское моря	15	6	0,0—1,1	е. з.	е. з.
Алжиро-Прованский бассейн	11	4	0,0— е. з.	е. з.	е. з.
Средиземное море (в целом)	128	44	0,0—2,6	е. з.	е. з.

Примечание: а — количество исследованных образцов; б — количество станций, на которых обнаружены кремнистые остатки; в — пределы колебаний (в % от легкой — уд. вес меньше 2,9 — подфракции); г — среднее содержание по образцам, на которых обнаружен данный минерал; д — среднее содержание по всем исследованным образцам; е. з.— единичные зерна.

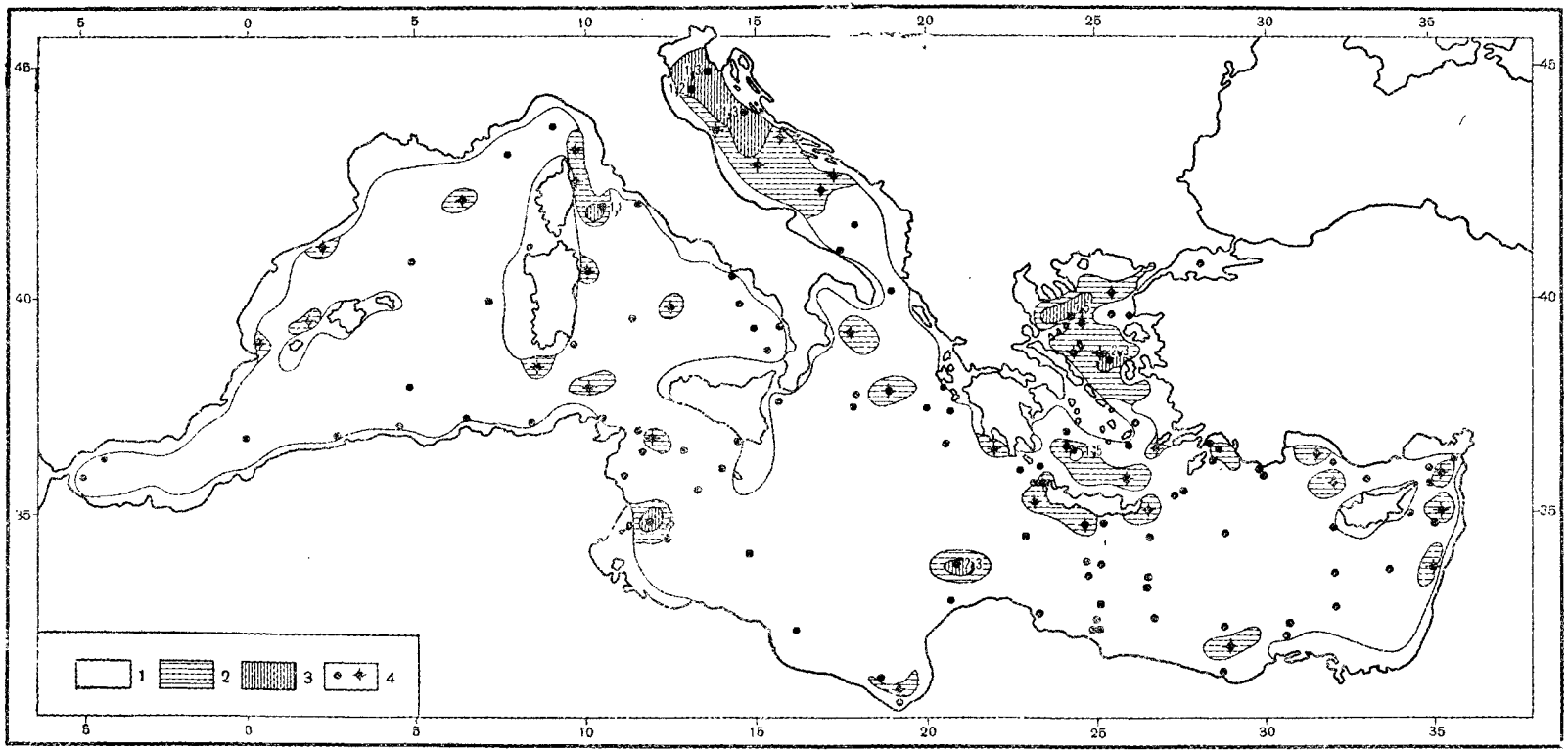


Рис. 3. Распределение органогенных кремнистых остатков в легкой крупноалевритовой (0,1—0,05 *мм*) подфракции в осадках Средиземного моря

1 — не обнаружено; *2* — менее 1%; *2* — более 1%; *4* — изученные станции

шую) аутигенного кремнезема. Основная же их масса, как говорилось, совпадает по размерам с мелкоалевритовой и пелитовой фракциями. Именно этим объясняется несовпадение максимальных концентраций аутигенного кремнезема (рис. 1) и кремневых скелетных остатков в крупноалевритовой фракции (рис. 3).

При пересчете аутигенного кремнезема на бескарбонатное вещество осадков (рис. 4) оказалось, что средние содержания этого компонента повышаются до 1—2% (максимум до 4,3%), но картина распределения его остается принципиально той же. Правда, такой приуроченности наибольших концентраций $SiO_{2\,аут}$ к тонким илам, залегающим главным образом в глубоководных частях моря, уже не наблюдается (рис. 4, табл. 2): максимальные и минимальные содержания его отмечены как в тонких илах (Ионическое и море Леванта), так и в песках (северная Адриатика, Тунисский пролив, Лигурийское море севернее Корсики). Это объясняется не только пятнистым распределением кремневых скелетных остатков, но и некоторым очень малым содержанием аутигенного кремнезема в известковых скелетах, как это отмечалось выше.

В результате пересчета кремнезем, заключенный в известковом материале, целиком относится к бескарбонатному остатку осадка, искусственно увеличивая его кремнистость. Это увеличение (особенно при кларковых содержаниях кремнезема) тем больше, чем сильнее известковистость осадков, а содержание $CaCO_3$ превышает 50% почти во всех районах, где отмечено более 2% SiO_2.

Возможно, что за счет кремнезема, заключенного в очень обильно представленном в осадках Средиземного моря фораминиферовом материале, кремнистость осадков этого бассейна ниже кремнистости донных отложений Черного моря всего лишь в 2 раза (по 85 образцам содержание $SiO_{2\,аут}$ в осадках Черного моря колеблется в пределах 0,32—2,36% при среднем содержании около 1,5%), тогда как концентрация растворенного кремнезема (табл. 1) и биомасса диатомовых ниже примерно в 4—6 раз.

Хемогенная садка кремнезема в Средиземном море, как и в других морях, исключена ввиду резкой недосыщенности вод. Даже в Тирренском море современные вулканические эманации не оказывают сколько-нибудь ощутимого влияния на концентрацию растворенного кремнезема.

Геологи придают большое значение в накоплении аутигенного кремнезема в современных водоемах вулканогенным процессам.

Для решения этой проблемы Средиземное море представляет очень большой интерес. Ведь здесь, как мы видели, резко ослаблены биогенные процессы накопления кремнезема и местами широко распространен современный надводный и подводный вулканизм.

При изучении многочисленных проб осадков и взвеси мы не обнаружили ощутимого влияния современного вулканизма на кремненакопление *в донных осадках Средиземного моря. Ни в Тирренском море, ни даже в* лагуне о. Санторин, где в настоящее время действуют фумаролы, не обнаружено сколько-нибудь значительного скопления аутигенного кремнезема. Тем более не наблюдается никаких ощутимых следов влияния вулканизма в отдаленных от вулканов областях моря.

Изучение $SiO_{2\,аморф}$ в многочисленных колонках грунта Средиземного моря, достигающих в длину 11 *м*, показало, что на всех стратиграфических горизонтах количество кремнезема не превышает 1—2%. Из этого следует, что и во времена похолодания (оледенения) биогенная садка этого компонента происходила в ограниченных количествах, а развитие диатомовых лимитировалось, видимо, тем же фактором — малым количеством питательных солей.

В колонках, как и в поверхностных пробах осадков, кремнезем представлен органогенными остатками, следов хемогенной садки кремнезема в колонках не обнаружено.

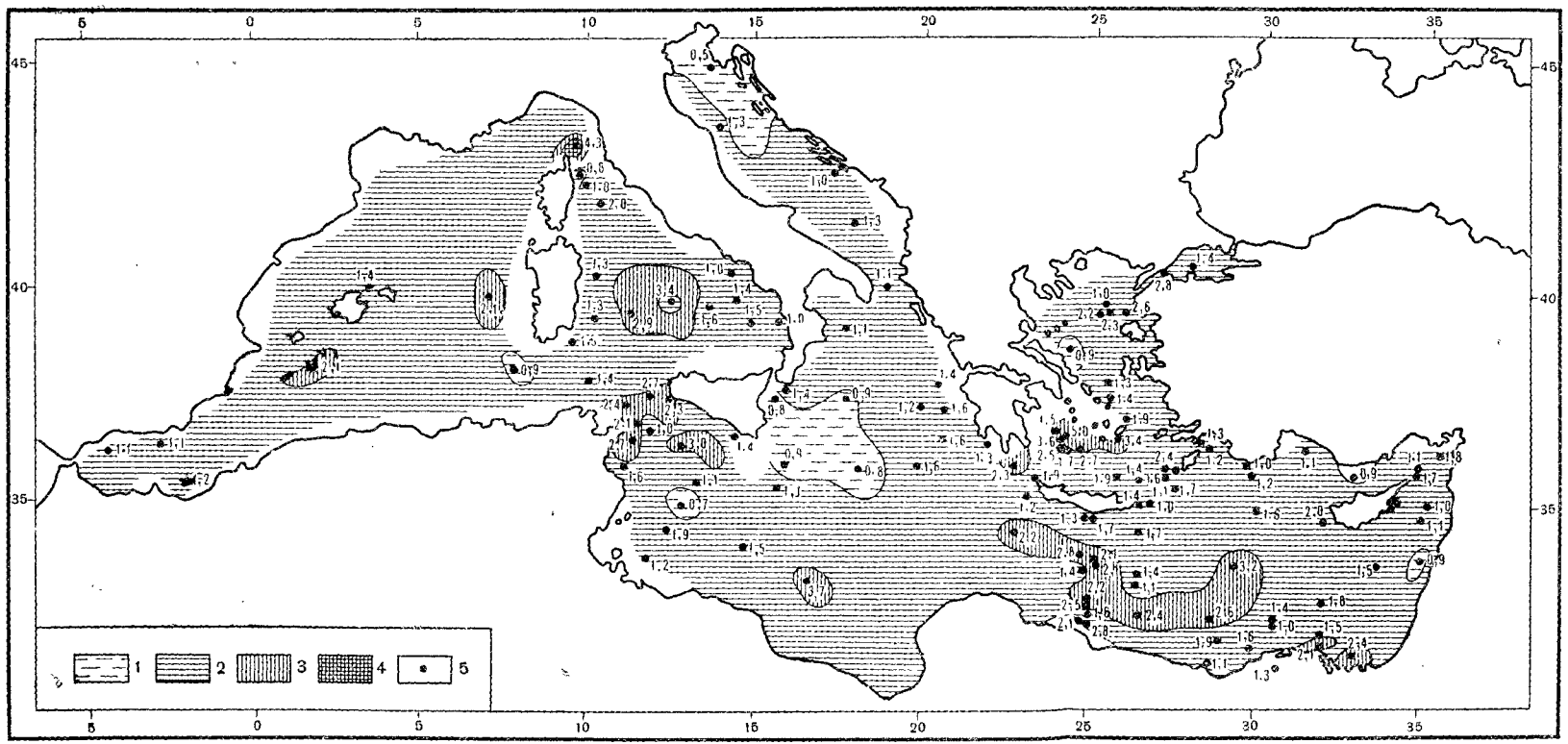


Рис. 4. Распределение аутигенного кремнезема (в пересчете на бескарбонатное вещество) в верхнем слое осадков Средиземного моря (в % от воздушно-сухой пробы)

1 — менее 1; *2* — от 1 до 2; *3* — от 2 до 4; *4* — более 4; *5* — изученные станции

Таким образом, воды Средиземного моря очень бедны организмами, накапливающими аморфный кремнезем, и это служит основной причиной очень низкого его содержания во взвеси и в донных осадках. Образования кремнистых и слабокремнистых донных отложений в этом бассейне не происходит. Аморфный кремнезем обычно представлен кремневыми скелетными остатками, являющимися единственным его источником. Каких-либо признаков хемогенной садки кремнезема в Средиземном море, в том числе и в участках, непосредственно примыкающих к современным вулканам, не обнаружено. Распределение аутигенного кремнезема в осадках и во взвеси Средиземного моря не зависит от особенностей водосборной площади бассейна и современного вулканизма: оно целиком обусловлено физико-химическими и биологическими особенностями самого водоема.

ЛИТЕРАТУРА

Белогорская Е. В. Распределение фитопланктона в Тирренском море.— В сб.: «Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря». М., Изд-во «Наука», 1965.

Бруевич С. В. К геохимии кремния в море.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.

Вернадский В. И. Избранные труды, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Кондратьева Т. М. О продукции фитопланктона в Средиземном море.— В сб.: «Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря». М., Изд-во «Наука», 1965.

Краускопф К. Геохимия кремнезема.—В сб.: «Геохимия литогенеза». М., ИЛ, 1963.

Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана.— Океанология, X разд. Программы МГГ, № 10. М., Изд-во «Наука», 1964.

Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара. М., 1964.

Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

И. И. Шурко

АМОРФНЫЙ КРЕМНЕЗЕМ В ОСАДКАХ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

В северной части Атлантического океана кремнистые илы не выделяются как самостоятельный тип. Тем не менее, изучение аморфного кремнезема в осадках этой зоны необходимо для понимания многих вопросов морской геологии и океанологии.

В настоящей работе были использованы материалы, собранные в 1961—1963 гг. экспедицией на э/с «Петр Лебедев», а также несколько грунтовых проб, любезно предоставленных нам И. К. Авиловым (ВНИРО) и Е. М. Емельяновым (Калининградское отделение ИОАН).

Определение $SiO_{2\,аморф}$ проводилось методом «содовой вытяжки» (Страхов и др., 1957) на кафедре минералогии Новочеркасского политехнического института. Всего было изучено 76 проб, из которых 52 поверхностные (0—5 *см*). Данные анализов приведены в таблицах 1 и 3. Расположение станций показано на рис. 1.

Как видно из рисунка, не все районы Северной Атлантики изучены одинаково детально, однако, по имеющимся уже данным, можно выявить основные закономерности распределения аморфного кремнезема в осадках. Осадки с максимальным содержанием аморфного кремнезема (более 3%) отмечены к юго-западу от Исландии, между 55 и 65° с. ш., а также в виде изолированного пятна — в районе п-ва Лабрадор. Вся центральная и северная часть изученного бассейна характеризуется содержанием $SiO_{2аморф}$ от 1 до 3%. Лишь на отдельных участках оно падает ниже 1%. Наиболее бедны аморфным кремнеземом (менее 1%) области океана, прилегающие к Европейскому континенту, а также расположенные к югу от 45—50° с. ш. Исключением является лишь примыкающая к Ньюфаундленду часть Североамериканской котловины.

Нетрудно заметить, что распределение аморфного кремнезема в осадках северной Атлантики хорошо согласуется с системой поверхностных течений в этой области океана (рис. 2). Теплое течение Гольфстрим является своеобразной границей, к северо-западу от которой залегают осадки, содержащие более 2% $SiO_{2\,аморф}$, а к юго-западу— менее 2%. Максимальные величины $SiO_{2\,аморф}$ наблюдаются в местах соприкосновения струй Гольфстрима с холодными атлантическими водами, где существуют благоприятные условия для развития диатомовой флоры. По данным Н. М. Вихренко и В. К. Николаевой (1962) (рис. 3), исследовавших взвесь северной Атлантики, именно в этих местах наблюдаются повышенные концентрации диатомовых во взвеси.

Минералогическое изучение осадков показало, что большая часть содержащих кремний раковин концентрируется в мелкоалевритовой и пелитовой фракциях. Во фракциях же крупнее 0,05 *мм* содержание кремнистых частиц обычно не превышает 1%.

Таблица 1

Содержание аморфного кремнезема в поверхностном слое осадков в %

Номер станции	Северная широта, *град, мин*	Западная долгота *град, мин*	Глубина в *м*	SiO_2	Номер станции	Северная широта, *град, мин*	Западная долгота *град, мин.*	Глубина в *м*	SiO_2
1	35,33	17,11	—	0,3	27	52,56	38,38	3800	2,3
2	33,16	12,26	—	0,6	28	49,28	22,11	3640	1,8
3	29,18	14,49	3600	0,6	29	55,33	35,38	1450	0,5
4	28,53	21,10	4800	0,8	30	55,33	33,12	2550	5,5
5	23,25	17,47	2550	0,9	31	55,39	26,07	3300	3,8
6	19,23	19,42	3300	0,8	32	55,43	22,44	1880	1,9
7	22,10	49,40	4900	0,8	33	55,50	19,53	1500	1,3
8	22,04	53,02	5880	1,0	34	55,43	14,49	1690	1,0
9	22,09	56,16	5800	0,8	35	55,37	12,02	2870	1,6
10	22,30	60,43	5830	0,7	36	55,32	09,21	250	0,5
11	22,50	63,23	5770	0,9	37	57,50	21,16	2650	0,6
12	27,47	64,33	5400	0,8	38	59,50	22,38	2500	2,8
13	32,41	65,24	4670	0,8	39	61,26	24,04	1630	3,5
14	35,23	63,24	4970	0,6	40	61,58	22,55	1620	3,5
15	38,36	70,56	3000	1,4	41	61,33	18,43	1190	2,2
16	37,10	59,23	5130	1,2	42	61,37	14,26	1910	0,7
17	40,28	60,20	4990	1,2	43	61,37	10,43	1310	1,1
18	42,17	64,56	650	1,1	44	61,29	05,03	1010	1,2
19	42,23	60,38	3650	2,5	45	59,43	02,11	110	0,1
20	38,03	44,28	5320	0,6	46	65,01	26,53	—	2,5
21	37,58	43,01	5120	0,7	47	65,22	34,26	—	2,3
22	42,19	34,13	3610	0,5	48	66,44	28,30	—	2,4
23	43,00	50,36	84	0,8	49	67,57	23,48	—	1,3
24	47,48	46,29	1182	1,0	50	67,35	00,18	3800	2,2
25	49,58	52,31	360	5,8	51	69,18	04,56	3260	0,8
26	54,13	40,43	3200	2,7	52	71,13	03,38	3160	0,6

На ряде станций биогенная часть мелкоалевритовой фракции (0,05—0,01 *мм*) изучалась микропалеонтологами Г. С. Королевой и Г. А. Нагаевой. Количественные соотношения между различными группами органогенных частиц приведены в табл. 2. На большинстве станций среди кремнистых частиц преобладают раковины диатомей.

Таблица 2

Распределение органогенных частиц во фракции 0,05—0,01 *мм* (в %)

Станция	Диатомовые	Спикулы губок	Радиолярии	Прочие организмы	Станция	Диатомовые	Спикулы губок	Радиолярия	Прочие организмы
17	57	21	5	17	35	10	2	2	86
26	1	1	2	95	38	9	3	1	87
27	8	1	2	89	40	32	9	3	56
30	19	4	4	73	41	30	16	2	52
31	10	1	2	87	42	1	10	1	88
33	4	2	1	93	44	39	25	3	33
34	7	4	2	87	51	2	2	1	95

Наиболее разнообразно диатомовые водоросли представлены в районе Североамериканской котловины (ст. 17), где обнаружено в общей слож-

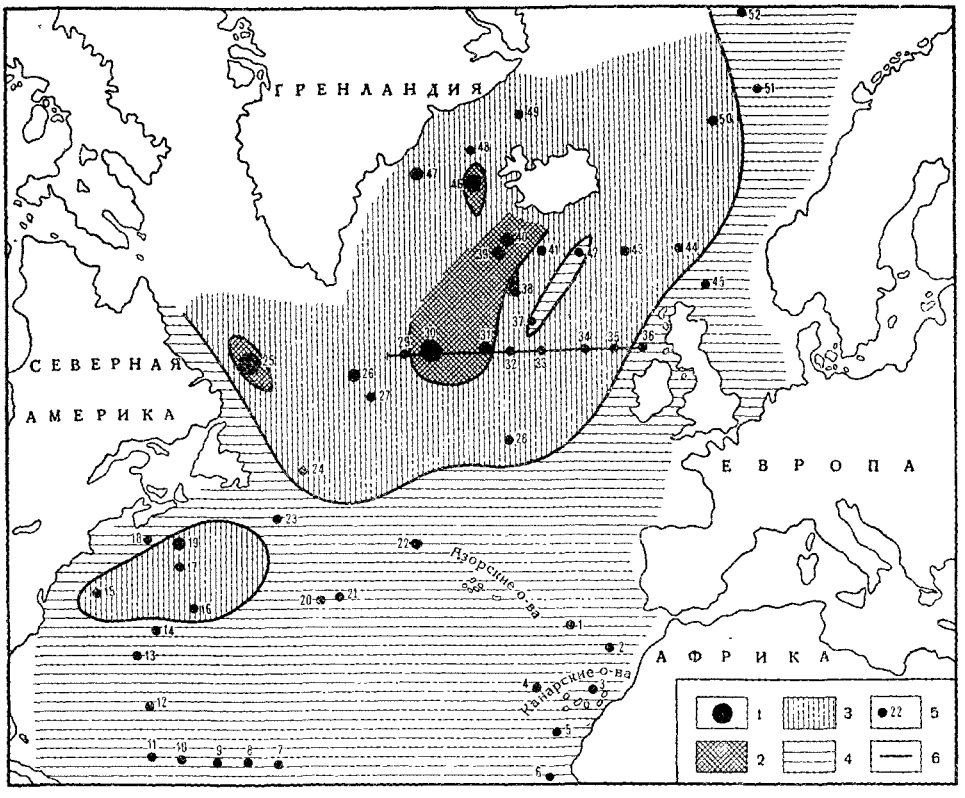


Рис. 1. Карта распределения аморфного кремнезема в % на 1 *г* сухого осадка

1 — >5%; *2* — 3%; *3* — 1—3%; *4* — <1%; *5* — грунтовые станции; *6* — разрез

ности 33 литоральных, океанических и пресноводных (солоноватоводных) вида. Преобладает литоральный вид *Melosira sulcata* (33,1%).

Выше, в районе Ньюфаундлендской банки (ст. 23), отмечено лишь 15 видов диатомовых, из которых 8 — пресноводные (*Stephanodiscus hautzschii*, *Stephanodiscus astrea* и др.). Обладая тонкими створками и ничтожными размерами (10—30 *мк*), эти в целом теплолюбивые виды выносятся Гольфстримом далеко на север, вплоть до Норвежского моря. Этим, вероятно, объясняется ничтожное содержание аморфного кремнезема в районе Ньюфаундлендской банки (станции 23 и 24), хотя, по данным Н. М. Вихренко и В. К. Николаевой, взвесь поверхностного слоя содержит здесь более 16% створок диатомовых водорослей (рис. 3). На станциях 30, 31, 32, 37, 42, 43 и 51 пресноводные виды составляют соответственно 60, 23, 42, 88, 71, 77 и 27% от общего числа диатомовых.

Из морских видов на станциях 27, 30 и 31 преобладают холоднолюбивые океанические виды — *Coscinodiscus marginatus* (14—50%) и *Rhizosolenia styliformis* (6—30%), на станциях 33 и 34 — *Coscinodiscus radiatus* (38—40%), а на ст. 35— прибрежный вид *Melosira sulcata* (28%).

К северу, на станциях 40, 41 и 42, господствуют морские виды, в том числе прибрежные — *Melosira sulcata* (8—64%) и *Chaetoceros* sp. (1—19%) и океанические — *Coscinodiscus radiatus* (5—13%) и *Rhizosolenia stylyozuisi* (1—17%). Общее количество пресноводных видов здесь не превышает 2—16%.

На ст. 51, расположенной в Норвежском море, преобладают морские виды: океанический — *Coscinodiscus radiatus* (32%) и прибрежный *Melosira sulcata* (16%).

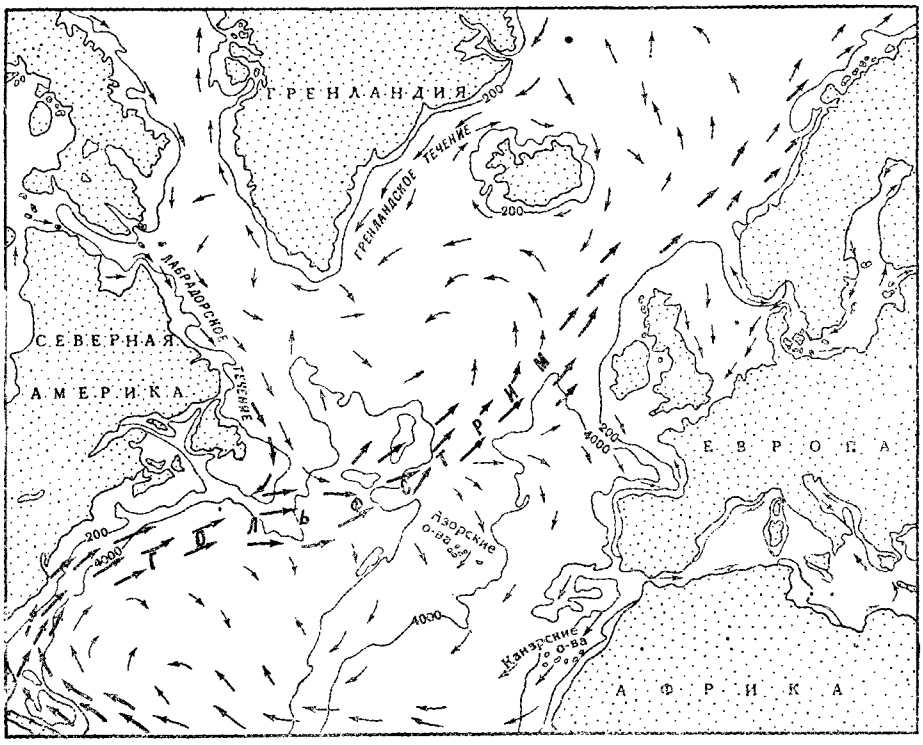


Рис. 2. Карта течений Атлантического океана

В отличие от пресноводных диатомей, большинство морских видов обладает толстыми раковинами и имеет значительные размеры (200—300 *мк*). Дальний разнос их течениями мало вероятен.

Интересно отметить, что такие виды морских диатомей, как *Coscinodiscus radiatus* и др., обладающие толстыми створками раковин, почти не встречаются в планктоне северной Атлантики, где, по данным Вихренко и Николаевой преобладают тонкостенные раковины *Chaetoceros*, *Rhizosolenia*, *Thalassiothrix* и др. Последние, в свою очередь, ничтожно представлены в осадках. Такое несоответствие связано, вероятно, с растворением раковин в толще воды. Аналогичный процесс отмечался Х. Брокманом (Brockman, 1935) даже в мелком Северном море.

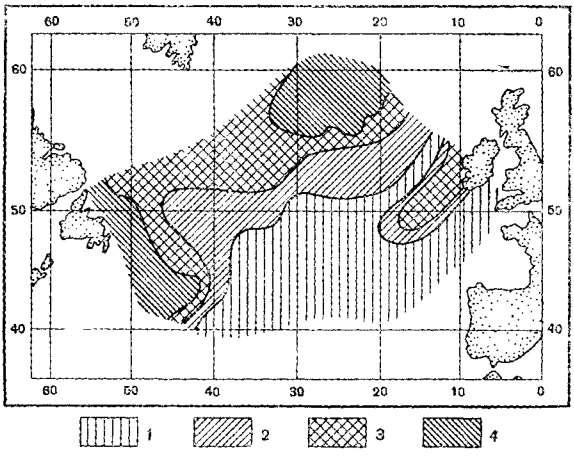


Рис. 3. Распределение диатомовых во взвеси зимой в % на 1 *г* сухого осадка

1 — 2—4%; *2* — 4—8%; *3* — 8—16%; *4* — > 16%
(по Н. М. Вихренко и В. К. Николаевой, 1962)

Третьим, после климата и гидрологии, фактором, влияющим на распределение аморфного кремнезема в осадках, является рельеф. В одних и тех же климатических условиях, повышенные содержания $SiO_{2аморф}$ чаще наблюда-

ются в понижениях морского дна. Это отмечалось еще М. Брамлетом и Н. Брэдли при изучении диатомей в осадках северной Атлантики (Bramlette and Bradlay, 1940). На вершине Срединно-Атлантического хребта (49° 36′ с. ш., 28° 54′ з. д., глубина 1280 *м*) среди кремнистых частиц они обнаружили лишь спикулы губок. В то же время у подножья хребта (49° 40′

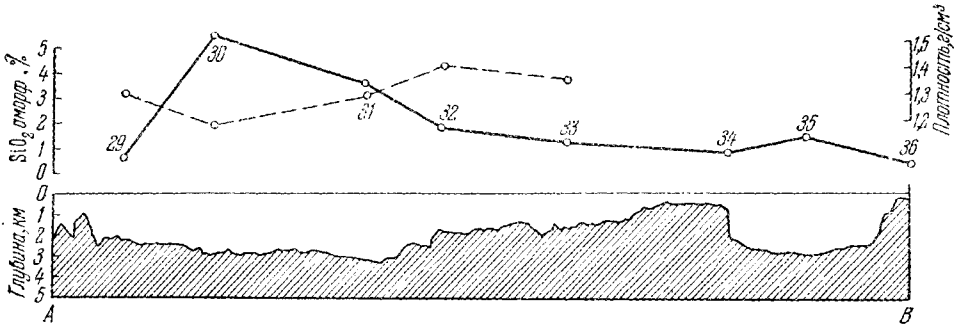


Рис. 4. Распределение аморфного кремнезема по разрезу Ирландия — Рейкьянес (профиль дна, по А. В. Ильину)

Сплошная линия — аморфный кремнезем; штриховая — плотность

с. ш., 28°29′ з. д., глубина 3745 *м*) диатомеи составляли на отдельных горизонтах до 50% осадка. Связь между содержанием аморфного кремнезема в осадках и рельефом дна хорошо видна на рис. 4.

М. Брамлет и Н. Брэдли объясняют такую картину сносом легких раковин диатомей с возвышений в котловины. Нахождение литоральных и прибрежных видов диатомовых на глубоководных станциях 33, 35, 51 и других подтверждает эту точку зрения.

Вертикальная зональность не исключает при определенных условиях высоких концентраций аморфного кремнезема на возвышенностях (ст. 25) и, наоборот, незначительных содержаний в понижениях дна (ст. 42). В областях южнее 50° с. ш., где среди кремнистых частиц большую роль играют спикулы губок и радиолярии, вертикальная зональность выражена слабо.

По мнению Т. И. Горшковой (1962), изучавшей грунтовые растворы в осадках Норвежского моря, невысокие концентрации аморфного кремнезема в донных осадках к северо-востоку от Исландии, объясняются низким содержанием кремния в воде. С. К. Гипп (1964) отмечал, что в осадках центральной части Атлантического океана с пепловыми частицами ассоциируют в большом количестве раковины радиолярий. Брамлет и Брэдли указывали на переслаивание вулканогенных осадков с диатомовыми илами. В связи с этим предполагалось, что повышенные концентрации аморфного кремнезема будут обнаружены вблизи очагов современной вулканической деятельности.

Как видно из рис. 1, на станциях 1, 3, 4, 5, 9, 10, 11 и 22, расположенных в непосредственной близости от Азорских, Канарских и Малых Антильских островов, содержание аморфного кремнезема не превышает 1%. Очень неравномерно распределяется $SiO_{2\,аморф}$ и вокруг Исландии. На ст. 42, например, расположенной в зоне проявления исландского вулканизма, содержание его составляет 0,6%.

Можно предполагать, что развитие концентрирующих кремний организмов в северной Атлантике в настоящее время не лимитируется растворенной в воде кремнекислотой, среднее содержание которой в поверхностных водах равно 100—200 *мг/м*³ (Клепова, 1948).

На станциях 41 и 42 было проведено послойное изучение содержания аморфного кремнезема до глубины 34,5 *см*. Как видно из табл. 3, оно

несколько изменяется по вертикали. На ст. 42 стратификация колонки затруднена из-за незначительного содержания диатомовых. На ст. 41, по заключению Г. С. Королевой и Г. А. Нагаевой, в колонке отсутствует верхний горизонт, соответствующий современным климатическим

Таблица 3

Распределение аморфного кремнезема в колонках на станциях 41 и 42

Ст. 41			Ст. 42		
№ проб	Мощность горизонта, *см*	SiO_2, %	№ проб	Мощность горизонта, *см*	SiO_2, %
1	0—5	2,67	1	0—5	0,65
2	25—30	1,95	2	13—17	0,63
3	49—54	2,28	3	30—35	1,60
4	81—86	2,42	4	45—50	0,82
5	106—111	2,70	5	60—67	0,76
6	126—131	2,45	6	75—85	0,72
7	148—153	2,31	7	110—114	0,88
8	171—176	1,78	8	127—135	1,17
9	196—201	1,84	9	160—166	1,49
10	222—227	1,80	10	194—202	1,07
11	263—268	1,83	11	224—232	0,72
12	285—290	1,92	12	256—262	0,82
13	340—345	2,02	13	284—290	0,65
			14	317—325	0,68

условиям. Горизонт 0—88 *см* соответствует условиям похолодания, на неритические виды здесь приходится до 77,3% всех диатомовых. Второй горизонт (88—268 *см*) представлен океаническими (глубоководными) осадками, отложенными в условиях более теплых вод. Третий горизонт (268—345 *см*) составляют осадки неритической зоны холодного климата (еще более холодного, чем во время отложения второго горизонта), доля неритических видов здесь до 72,4%.

Как видно из рис. 4, стратиграфические горизонты, выделенные по результатам диатомового анализа, значительно сдвинуты по отношению к горизонтам литологическим. Явление «запаздывания» диатомовой флоры было подробно описано Брамлетом и Брэдли (Bramlette and Bradlay, 1940). По их данным, это несоответствие между горизонтами, выделенными по результатам фораминиферового анализа и литологических исследований, с одной стороны, и диатомовым анализом — с другой, достигает 23 000 лет. На основании одной изученной нами колонки трудно судить о связи между количеством $SiO_{2\ аморф}$ с позднечетвертичными температурными изменениями, хотя такая связь, безусловно, существовала.

ЛИТЕРАТУРА

Вихренко Н. М., Николаева В. К. Взвешенные вещества северной части Атлантического океана по данным второго и четвертого рейсов э/с «Михаил Ломоносов».— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 56, 1962.

Гинн С. К. Некоторые особенности минералогического состава глубоководных отложений Атлантического океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 68, 1964.

Горшкова Т. И. Химический состав грунтовых растворов Норвежского моря.— В сб.: «Океанологические исследования», ч. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Кленова М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948.

Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах.— В сб.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Страхов Н. М. и др. Методы изучения осадочных пород, т. II. М., 1957.

Bramlette M. N., Bradlay N. H. Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores.— U. S. Geol. Surv., Profess. Paper, Pt. I, 196-A, 1940.

Brockmann Chr. Diatomeen und Schlick im Jade-Gebiet.— Adhandl. Senckenberg naturforsch. Ges., 1935, 430, p. 6.

А. П. Жузе
Институт океанологии АН СССР

КРЕМНИСТЫЕ ОСАДКИ В СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ОЗЕРАХ

ВВЕДЕНИЕ

Хорошо известно, насколько велико и разнообразно значение диатомовых водорослей в жизни современных континентальных водоемов. Судя по сохранившимся остаткам диатомовых в древнеозерных отложениях, их роль в прошлом соответствовала современной, но иногда была, очевидно, более значительной. С конца палеогена — начала неогена диатомовые заселили разнообразные континентальные водоемы и расселились по всему земному шару. Они нередко определяют продуктивность озер, а в северных районах являются в подавляющем числе случаев господствующей группой водорослей. Там, где доминируют в планктоне диатомовые, за счет их фотосинтетической деятельности образуется до 70% органического углерода. По последним данным, диатомовые синтезируют около половины всего органического вещества, образующегося за год в водах Мирового океана, в озерах и других континентальных водоемах. Они обеспечивают питание биогенного множества живых организмов. По калорийности и легкой усваиваемости запасные питательные вещества, образующиеся в клетках диатомей, более калорийны, чем содержащиеся в других водорослях, — в них больше жиров и меньше углеводов.

Особенно велико участие диатомовых в жизни озер субарктических и бореальных широт, где они обычно определяют типологию водоемов. В составе водорослевого населения озер северных районов нередко насчитывается до 80—90% диатомей. Они господствуют во многих крупных озерах (Байкал, Онежское, Ладожское, Севан, Хутсугул-далай, Танганьика, Великие озера США) и являются характерной группой растительных организмов в планктоне и бентических сообществах.

Сказанное, однако, далеко не исчерпывает всего значения диатомовых водорослей в природе. Вторая, и не менее важная, роль принадлежит диатомовым в процессе накопления озерных кремнистых осадков. О грандиозности этого процесса свидетельствуют диатомовые осадки озерного генезиса, известные на всем земном шаре. Именно этому вопросу и будет посвящено наше сообщение. В нем мы не будем касаться всех деталей накопления диатомовых осадков в современную эпоху и в отдаленном геологическом прошлом,— обратим основное внимание на их географическое распространение.

СОВРЕМЕННЫЕ ДИАТОМОВЫЕ ОСАДКИ

В отличие от морей и океанов, где в накоплении кремнистых осадков принимают участие различные группы как растительных, так и животных организмов, в озерах эту роль выполняют по существу только диатомовые водоросли. В континентальных водоемах, и в том числе в озерах, можно отметить некоторое участие спикул губок и фитолитарий, однако суммарное значение этих остатков в кремниевых отложениях невелико. Фитолитарии — кремнистые скелетные образования гидрофитов — встречаются в прибрежных мелководных осадках, очень часто в приустьевых районах. Концентрация их в осадках иногда может быть высокой, как например, в отложениях приустьевой зоны Амура, в устьях Везера и Эльбы, однако не настолько велика, чтобы определять тип осадка. Иглы губок спорадически присутствуют совместно с диатомовыми, но доля их незначительна.

Таким образом, диатомовые водоросли являются основными осадкообразующими организмами в современную эпоху. В отдаленном геологическом прошлом их роль в этом процессе не отличалась от современной. Типичные диатомовые осадки — диатомиты — достоверно известны в озерах с нижнего миоцена, т. е. времени массового появления диатомей в континентальных водоемах. Некоторые новые материалы позволяют предполагать, что на самом деле диатомеи заселили континентальные водоемы еще раньше, во всяком случае в среднем олигоцене. К. Ломан (Lohman, 1961) приписывает среднеолигоценовый возраст диатомовым в озерных осадках вблизи г. Флорисеант. По устному сообщению А. И. Моисеевой, среди третичных диатомовых Приморского края, по-видимому, имеются флоры домиоценового возраста.

Интересно, что уже на самых ранних этапах появления диатомовых водорослей в континентальных водоемах они активно участвовали в осадконакоплении. Высококачественные озерные диатомиты миоценового возраста известны во многих областях земного шара. К сожалению, наши сведения по географическому распределению диатомовых осадков за пределами Советского Союза весьма ограничены. Нередко они разбросаны в биологических и отчасти геологических работах, не касающихся специально интересующего нас вопроса.

Имеющиеся фактические материалы по распределению современных и древних диатомовых осадков легли в основу составленной нами карты-схемы (рис. 1).

Область преимущественного образования диатомовых кремнистых осадков в озерах современного и голоценового возраста располагается в основном к северу от 57—60° с. ш. Вне ее озерные кремнистые отложения не имеют столь широкого распространения. Диатомиты озерного генезиса известны в штате Преторія в Южной Африке, на юго-востоке Австралии и на Северном о-ве Новой Зеландии. Таким образом, в южном полушарии они приурочены к умеренной зоне. Ограниченные сведения имеются о пресных водоемах Антарктиды. В массовых количествах диатомеи присутствовали в осадках одного лишь озера в оазисе Бангера. В осадках озер других антарктических оазисов их содержание оказалось невысоким (данные З. В. Алешинской).

Точных данных о количественном участии диатомей в осадках крайне мало, хотя литература по диатомовым очень богата. В имеющихся многочисленных литературных источниках можно найти указание на обилие диатомей в водах и в осадках озер и других континентальных водоемов, однако даются они без точных количественных оценок, за исключением тех случаев, когда осадки современных и древних озер представляют собой типичные диатомиты.

Далеко не всегда озерные и болотные осадки могут быть отнесены

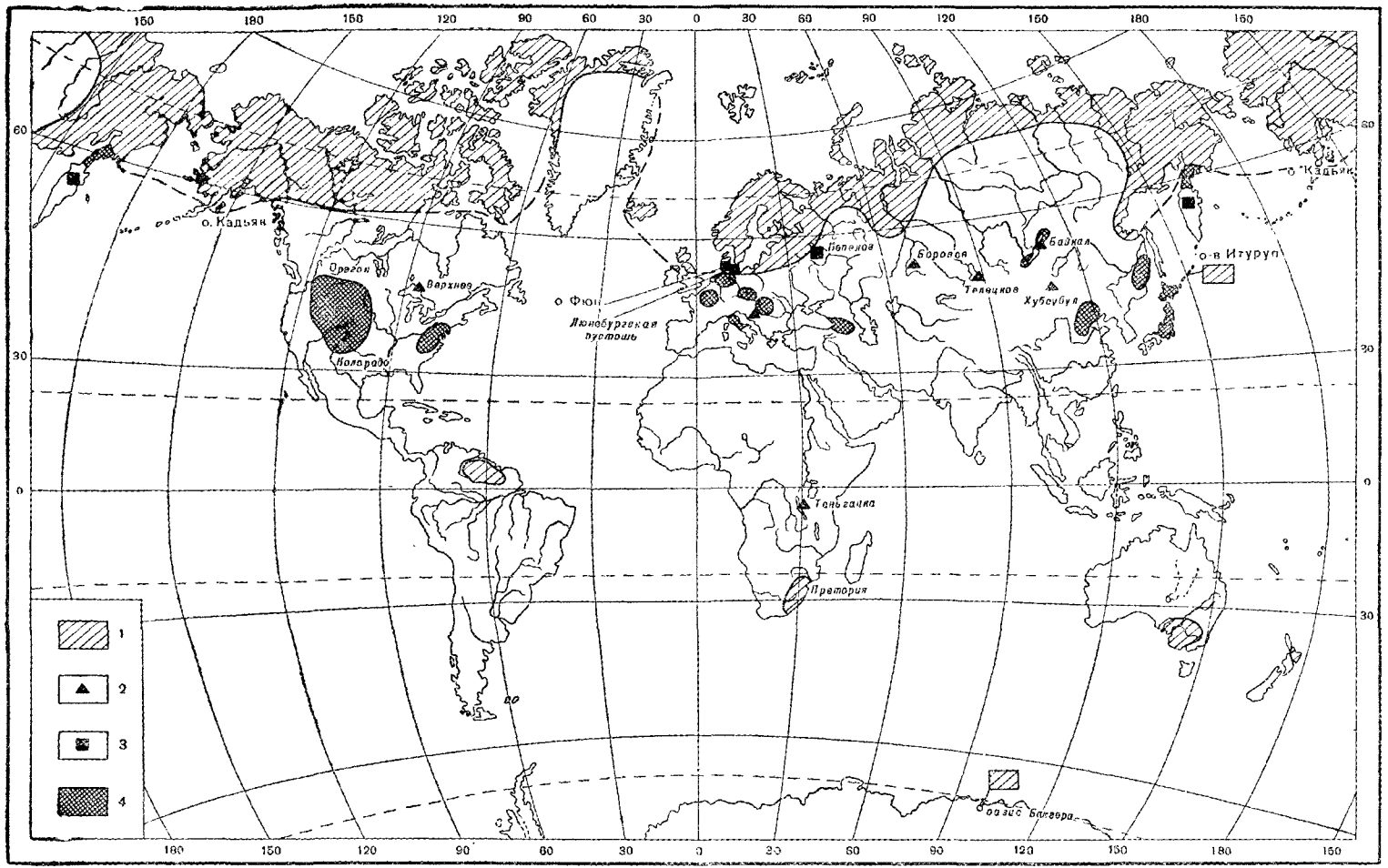


Рис. 1. Схема распределения кремнистых осадков в современных и древних озерах

область современных кремнистых осадков; 2 — кремнистые осадки горных озер; 3 — диатомиты межледникового возраста; 4 — диатомиты плиоценового и миоценового возраста

к категории истинных диатомовых илов, которые накапливаются в условиях слабого терригенного разбавления. Однако в озерах, расположенных к северу от 57—60° с. ш., диатомеи являются типичными компонентами донных осадков, хотя концентрация их и колеблется в больших пределах.

Особо следует подчеркнуть, что диатомовые, населяющие континентальные водоемы, отличаются лучшей сохраняемостью, чем диатомовые морей и океанов. Виды, не сохраняющиеся в осадках, для континентальных водоемов суммарно оцениваются в 10%, а в морях и океанах — 50% и выше (Жузе, 1957; Давыдова, 1961; Козлова, 1964).

Исходя из этого, можно сделать вывод, что накопление диатомовых осадков в континентальных водоемах протекает в более благоприятных условиях, чем в морях и океанах.

Судя по известным литературным данным, а также по результатам личных исследований, кремнистые осадки типичны для Шпицбергена, Новосибирских островов, Чукотского полуострова и Аляски, Таймыра и п-ва Ямал. Очень широкое распространение они имеют в Карелии, Ленинградской области и на Кольском полуострове.

Диатомовые отложения известны в озерах Исландии и в озерном крае на северо-западе Англии. Значительная часть диатомовых осадков приурочена к водоемам таких древних докембрийских областей, как Канадский массив, Кольский полуостров, большая часть Гренландии, где воды изобилуют всеми необходимыми биогенными элементами, образующимися при разрушении кристаллических пород. Не менее характерны осадки диатомового типа для многочисленных озер, находящихся в области аккумуляции моренных ледниковых отложений. Положение края последнего ледникового покрова в Европе и южная граница распространения диатомовых осадков местами совпадают.

Само собой очевидно, что массовое развитие диатомей происходит в условиях обильного содержания в воде биогенных веществ. Причем не только растворенный кремнезем, но и другие биогенные соли должны быть в избытке. Таким условиям соответствуют озера, заполнившие депрессии, некогда выпаханные ледником, а также континентальные водоемы в области древних кристаллических пород. Однако имеются места накопления диатомовых илов и вне указанных областей, о чем мы будем говорить ниже. Несколько цифр по содержанию кремнезема в озерах и реках Кольского полуострова выглядит весьма красноречиво. По данным Б. В. Птицына (1934), в реках Светлой и Элемарайк, впадающих в Сейдозеро и Ловозеро, содержание кремнезема оценивается в 33 300—33 900 *мг/м*^{3}. В южной части Ловозера оно меньше — 13 000—16 000 *мг/м*^{3}. Много фосфатов и кремнекислоты в водах Сейдозера, где, по данным Б. В. Птицына (1934), кремнекислоты содержится 17,5—20,6 *мг/л* при pH 7,3—7,7.

В многочисленных моховых западинах и мелких озерках Западной Гренландии, в области распространения третичных базальтов и докембрийских гнейсов, количество растворенного кремнезема от 1000 до 6000 *мг/м*^{3} (Foged, 1958). Н. Фогед обследовал мелкие водоемчики на побережье западной Гренландии от 69 до 73° с. ш. со всеми близлежащими островами и провел химические анализы воды. Относительные количественные оценки, которыми он пользовался, дают лишь приблизительное представление о большой роли диатомей в накоплении кремнистых осадков Гренландии, включая мелкие моховые озерки и болота земли Пири (Foged, 1953). Исследованные им водоемы имеют толщу свободной воды нередко всего лишь до 10—20 *см*. Моховые подушки на дне их насыщены диатомовыми.

Как очевидно, область накопления кремнистых осадков в континентальных водоемах лежит вне влияния современной вулканической деятельности.

На территории Советского Союза хорошо изучены диатомиты Карелии, Ленинградской области и Кольского полуострова. Их образование началось с послеледникового времени и продолжается по сей день.

В Карелии диатомиты широко распространены среди осадков послеледникового возраста. Они приурочены к озерным котловинам или лежат в основании торфяных болот. Мощность пластов диатомита колеблется в довольно широких пределах — от нескольких сантиметров и до 5—6 *м*. В наиболее чистых разностях карельских диатомитов количество $SiO_{2\,аморф}$ достигает 90% (Земляков, 1936). Наиболее известные из них находятся вблизи ст. Лоухи Мурманской железной дороги, у с. Кяпели, в 35 *км* к юго-западу от с. Кестенги, у северного берега Уросозера и в западной части Линдозера. Диатомиты лежат на обоих берегах р. Олонки в ее нижнем течении, при впадении в Ладожское озеро (севернее Свири). На дне озер они находятся непосредственно под толщей воды или под слоями торфа и песка.

В обожженном виде Кяпельский диатомит имеет снежно-белый цвет. Содержание SiO_2 в нем равно 68,34%. Он принадлежит к числу наиболее высокосортных карельских диатомитов и по чистоте почти не отличается от датских. Грубые сорта диатомитов, вроде ильинского, имеют большую примесь терригенного материала, придающей этим осадкам темную окраску.

В Лужском и Кингисеппском районах Ленинградской области диатомовые отложения, в том числе и диатомиты, залегают в основании торфяников. Наибольшей известностью пользуются Лужские диатомиты, которые имеют промышленное значение, хотя по качеству хуже диатомитов Кольского полуострова. Диатомиты, лежащие в основании болот Хаболовского, Лешего и Завиронский мох в Кингисеппском районе, отличаются небольшой мощностью и значительно загрязнены.

По видовому составу диатомовых водорослей Ладожского и Онежского озер имеется обширная литература. Для Ладожского озера, кроме того, известно распределение диатомей в поверхностном слое осадков. Н. Н. Давыдова (1961), которая занималась изучением диатомей в осадках этого озера, к сожалению, ограничилась лишь относительными оценками их количества (в массе, часто, нередко, редко).

Однако некоторое представление о роли диатомей в накоплении кремнистых осадков Ладожского озера все же удается составить. Выяснилось, что диатомеи встречаются обильно в осадках по всему дну. Массовыми видами здесь являются планктонные *Melosira islandica subsp. helvetica*, *M. distans* var. *alpigena*, *M. italica subsp. subsp. subarctica*, *Tabellaria fenestrata*, *Cyclotella comta*, *Stephanodiscus astreae* и *Asterionella formosa*. В осадках озера встречается 83% из числа видов, известных в планктоне. Между диатомовыми в биоценозах и танатоценозах, таким образом, наблюдается очень близкое соответствие. Бентические организмы, несмотря на большое видовое разнообразие, в осадках представлены скудно, так как развитие их в водах озера ограничено. Как и в других крупных озерах, основными осадкообразующими видами среди диатомей Ладожского озера оказываются планктонные виды. В устье р. Олонки, впадающей в озеро, лежат на обоих берегах диатомиты, образовавшиеся в послеледниковое время.

Диатомовый планктон характерен и для Онежского озера. Видовой состав диатомей здесь изучен сравнительно хорошо (Вислоух и Кольбе, 1927), но мы не располагаем какими-либо данными о количественном их содержании в донных осадках.

На территории Кольского полуострова диатомиты распространены чрезвычайно широко. Они образуются здесь по существу во всех озерах и моховых болотах с послеледникового времени. Диатомовые водоросли господствуют во всех водоемах полуострова и в крупных

озерах, и в мелких мочажинах, и ламбинах. Пожалуй, это один из ярких примеров высокого плодородия диатомей в современных континентальных условиях.

В отличие от многих известных озерных диатомитов, изученных односторонне, только с точки зрения их технических качеств, кольские детально исследованы и по составу образующих их видов диатомей (Порецкий и др., 1934). Как оказалось, многие качества диатомитов определяются составом доминирующих видов. Кремнистые осадки очень высокого качества имеются в Ловозере, Сейдозере, Сичеозере, в трех озерах Чуди (бассейн Умбозера), Чудзьявр, Имандре, Нюдозере и Пулозере, которые группируются в два основные района — бассейн Ловозера и бассейн оз. Имандра и р. Колы.

В кольских диатомитах процент створок диатомовых по отношению к минеральным частицам редко опускается ниже 70—90.

Состав диатомей в планктоне Ловозера и в его осадках претерпевает существенные количественные изменения. Лишь отдельные виды (*Melosira italica*) содержатся всюду в примерно одинаковых количествах. Диатомеи откладываются не только в мелководных ламбинах самого озера, но лежат и по берегам впадающих в него рек. Видовой состав диатомей всюду оказался тождественным, что позволяет рассматривать речные диатомиты как отложения того же Ловозера при более высоком стоянии его уровня.

В оз. Имандра кремнистые отложения образуются в различных частях Белой губы. Осадкообразующий комплекс диатомей здесь — *Melosira distans*, *Tabellaria flocculosa*, *Eunotia spp.*, *Cymbella spp.*, *Pinnularia spp.* Состав диатомей заметно изменяется в толще диатомита одной из ламбин, пробуренной на 2,6 *м*. Его основание покоится на древних озерных отложениях, покрывающих валунные суглинки. Интенсивное накопление диатомового ила продолжается и в настоящее время. Мощность его в разных местах Белой губы колеблется от 1 до 6,5 *м*, содержание $SiO_{2аморф}$ — около 70%.

Диатомовые осадки как в оз. Имандра, так и других озерах Кольского полуострова накапливаются главным образом в мелководных заливах или в ламбинах, в открытых же глубоководных частях водоемов образуются терригенные осадки с небольшим содержанием диатомовых.

В Пулозере диатомиты образуются в южной, средней и северной ламбинах, в центральной части их нет. Отсутствие терригенного стока обусловливает чистоту диатомита южной ламбины, имеющего мощность 5 *м*. На долю остатков диатомовых в нижней части толщи диатомита приходится 94%.

В средней ламбине, отделенной от Пулозера двумя косами, залежь диатомита, содержащего в среднем 79% $SiO_{2аморф}$, имеет мощность до 6 *м*. Осадкообразующими видами являются типичные литоральные диатомеи, в массе развивающиеся в прибрежной мелководной зоне. Местами на Кольском полуострове диатомиты лежат под слоем торфа. Часто диатомовые осадки встречаются в мелких лесных мочажинах и моховых болотах, где слой воды измеряется несколькими сантиметрами. В их образовании принимают участие два-три вида диатомей.

Хорошо известно крупное месторождение диатомита вблизи ст. Лапландия (Мурманская железная дорога), который после обжига идет на изготовление кирпичей.

Кольские диатомиты в целом разнотипны по составу господствующих в них видов диатомей и характеризуются большей частью очень высоким содержанием кремнезема.

Приведем некоторые цифры по содержанию $SiO_{2аморф}$ в диатомовых осадках Кольского полуострова. В диатомите кривой ламбины (система Умбозера), на западе от Ловозерских тундр, содержание $SiO_{2аморф}$ равно 86%, в диатомитах трех озер Чуди — в среднем 80,9% (максимально — 90%).

Не менее высокое содержание кремнекислоты характерно и для диатомитов бассейна оз. Имандра, особенно в Веске-Ламбине и Сухозере, связанных с р. Пече, где они почти не имеют примеси минеральных частиц. В осадках Веске-Ламбины количество активной кремнекислоты достигает 99%, а в Сухозере — 84%; диатомиты образованы здесь мелкими *Fragilaria*, подобно многим диатомитам бассейна Ловозера (Порецкий, Жузе, Шешукова, 1934).

Диатомиты Большой Ламбины, расположенной в северо-восточной части Сейдозера (Белая губа оз. Имандра), содержат 70% $SiO_{2аморф}$.

Чтобы оценить по достоинству качества диатомитов Кольского полуострова, определяемые столь высокой концентрацией створок диатомей, следует напомнить, что классические диатомовые илы Антарктики характеризуются средним содержанием $SiO_{2аморф}$ около 50% и максимальным 70% (Лисицын, статья в настоящем сборнике). Диатомовые илы Охотского и Берингова морей содержат от 30 до 55% аморфного кремнезема (Безруков, 1955; Лисицын, 1955).

С послеледникового времени, которое для Кольского полуострова началось ориентировочно 6—7 тыс. лет назад, накопилась толща диатомитов 5—6 *м* мощности. Таким образом, приблизительная скорость накопления кольских диатомитов 1 *см* в год.

В природных условиях, близких карельским озерам, диатомовые осадки накапливаются в Ханты-Мансийском округе Западной Сибири. В многочисленных моховых торфяниках, больших и малых озерах диатомеи дают начало образованию кремнистых осадков, которые наблюдаются преимущественно в бассейне р. Конды — крупного левого притока Иртыша. Процесс этот характерен для всей послеледниковой истории кондинского района Западной Сибири. В отличие от крупных озер типа Ладожского, Онежского и т. п., мелкие озерки и болота характеризуются преобладанием в накоплении диатомовых осадков крупных бентических видов, относящихся к родам *Eunotia*, *Cymbella*, *Navicula*, *Pinnularia*, а также мелких *Fragilaria*. Кроме того, одним из наиболее количественно богатых видов в диатомитах бассейна Конды является *Melosira undulata* — редкий пресноводный вид, реликт третичной флоры диатомей.

На Таймырском полуострове богатые диатомовыми осадки формируются, по нашим наблюдениям (1959), в пойменных озерках, болотцах, старице р. Таймыр. Особенным богатством диатомей отличаются блюдцеобразные западины мохово-торфяного покрова низкой поймы, водоразделы полигональной тундры. Диатомовые осадки образуются бентическими видами *Eunotia* и *Cymbella*. Как и для мелких водоемов Кольского полуострова, характерно, что два-три вида практически образуют кремнистые отложения озерков и других водоемов полуострова. Эта особенность флоры — скудость видового состава — является результатом приспособления к крайним экологическим условиям, в данном случае — развития при недостаточной продолжительности света и низком значении pH (до 5—6).

Интересный объект для изучения донных отложений представляет собой оз. Эльгытхын, расположенное в центре Анадырского плато на Чукотке. Это озеро (в переводе с чукотского — «ледовое») большую часть года покрыто толстым ледяным покровом. Оно вскрывается в конце июня — начале июля и вновь замерзает в сентябре.

В донных осадках озера удалось взять трубку длиной 30 *см*. Оказалось, что это не типичный диатомовый ил, так как диатомеи значительно разбавлены терригенным материалом. Данные по содержанию $SiO_{2\ аморф}$ (от 3,9 до 6,5%) позволяют отнести осадок к слабокремнистым диатомовым илам. Для озера характерно массовое развитие арктической водоросли *Stephanodiscus dubius var. arctica* Sechkina (Жузе и Сечкина, 1960).

В каждом поле зрения необогащенного препарата можно было насчитать не менее десяти створок этого вида. Он неизменно господствует по всей 30-сантиметровой толще осадков. Отложения террас озера обильно содержат диатомеи сходного видового состава. Среди них много эндемиков и ранее неизвестных видов, свидетельствующих об изолированности озера и о специфичности его биотопа.

Если говорить о кремнистых осадках в озерах далее на востоке, на Аляске и в Канадском Арктическом архипелаге, то имеющийся материал не позволяет нам судить о количественном участии диатомей в их образовании. Обширная литература по диатомовым водорослям, касающаяся этих районов, дает в основном систематические сведения, сопровождая их относительными оценками по встречаемости видов. Так, например, для оз. Карлук на о. Кадьяк (57°24′ с. ш., 154°51′ з. д.) у южного берега Аляски Э. Мэнгин (Manguin, 1961) говорит о массовом развитии диатомей в планктоне. Он считает при этом, что лучше всего их изучать в донных осадках озера, где они присутствуют в изобилии.

Диатомовые в озерах восточной части Канады изучены по материалам Канадской восточной экспедиции Р. Россом (Ross, 1947). Он показал их типичность и преимущественное участие в составе фитопланктона в канадских арктических водоемах.

Как это не удивительно, но диатомовые Гренландии изучены гораздо лучше, чем флора многих других более доступных районов (Cleve, 1882; Østrup, 1909; Brun, 1901; Backmann, 1921; Petersen, Boye, 1924; Foged, 1953, 1954, 1955, 1958). Исходя в основном из работ Н. Фогеда, в которых имеются данные по относительной частоте встречаемости диатомей, можно составить представление о массовом и повсеместном развитии здесь этих водорослей. Они образуют вместе с моховыми подушками осадки во всех мелких водоемах как по западному, так и по северному побережью Гренландии. Однако несомненно, что настоящие диатомовые илы, подобные кольским диатомитам, там не образуются. Видимо, та же картина характерна и для Исландии, где, несмотря на исключительно богатое развитие диатомовых в современных озерах, сведения об образовании диатомитов отсутствуют (Simonsen, 1958).

Вне описываемой области кремнистые отложения типа диатомитов известны на о. Итуруп (Курильская гряда). Образцы итурупских диатомитов отличаются белизной и легкостью. В их образовании принимали участие крупные диатомовые из родов *Epithemia*, *Rhopalodia*, характерных для мелководья.

Судя по составу диатомовых, итурупские озерные диатомиты накапливались в послеледниковое время в условиях избытка растворенного кремнезема и других питательных солей в воде.

Из числа известных мне пресноводных диатомитов современного генезиса можно назвать также южноафриканские в штате Претория. Они образуются во многих озерах и прудах, отличающихся высокой карбонатностью и наличием сернистых горячих источников. А. Роджер (Rogers, 1947) посвятил им специальное исследование, где пытался выяснить условия образования диатомитов, их мощность и практическое использование. Это один из немногих примеров накопления кремнисто-карбонатных осадков, так называемого «диатомового цемента», широко используемого в строительной промышленности. А. Роджер указывает на большую скорость накопления диатомовых осадков, обусловленную массовым развитием диатомей в избыточно насыщенных питательными солями водах.

Наконец, следует упомянуть о широкоизвестной, в значительной части эндемичной, флоре диатомей, образующей кремнистые осадки в реках Демерара и Барима в Гвианском Нагорье. По данным Е. В. Рожковой и Ю. К. Горецкого (1945), содержание SiO_2 в водах р. Демерара составляет 40 821 *мг/м*^{3}, а р. Барима — 33 000 *мг/м*^{3}. В этом отношении

названные реки оказались близки рекам Кольского полуострова. Не удивительно, что такое пышное развитие в них получили диатомовые водоросли.

Диатомеи р. Демерара являются, может быть, наиболее своеобразным примером эндемизма. В ее водах живут разнообразные представители рода *Eunotia*, нигде более не известные. Почти в равной мере это положение справедливо для видов *Stauroneis* и *Navicula* [1].

Eunotia являются характерными компонентами пресноводной флоры высоких широт, среди них много арктических видов. Появление и массовое развитие их в водах рек Британской Гвианы, почти на экваторе,— пример исключительный.

До сих пор речь шла о кремнистых осадках в озерах равнин и невысоких гор. Другую группу образуют кремнистые осадки в высокогорных озерах тектонического происхождения. Сведения о них, к сожалению, немногочисленны. В нашем распоряжении имеются как литературные материалы, так и результаты личных наблюдений по Байкалу, Севану, оз. Рица, группе озер заповедника Боровое в Казахстане. Лучше всего изучены донные осадки Байкала и Севана, где оценивалось содержание растворимой кремнекислоты и диатомей.

По данным Л. М. Князевой (Страхов и др., 1954), в оз. Байкал максимум накопления диатомей и наибольшая мощность кремнистых осадков наблюдаются вдоль западного берега озера и вблизи устьев рек. Содержание $SiO_{2аморф}$ в осадках здесь не превышает 20%. Диатомовые осадки в озере образуются главным образом за счет планктонных байкальских эндемиков —*Melosira baicalensis* и *Cyclotella baicalensis*. В особо урожайные годы, бывающие чаще всего через три-четыре года, *Melosira baicalensis* дает 3 *г/м*^{3} (Кожова, 1959). В эти годы *Melosira* попадают в осадки в большом количестве, что заметно по слоистости отложений. В настоящее время предпринимается попытка высчитать скорость осадконакопления в Байкале по годичным слоям.

Осадки в оз. Севан по содержанию кремнезема близки байкальским. Диатомовые илы занимают здесь значительные площади. В поверхностном слое их содержание кремнекислоты оценивается в 17,8%, а на глубине 3 *м* от поверхности дна — 18,3% (Афанасьев, 1933).

Диатомовые илы Севана образуются за счет массового развития *Stephanodiscus astreae*, *Cyclotella ocellata*, *C. kutzingiana*, *Melosira islandica spp. helvetica*. В составе флоры озера, насколько нам известно, эндемики не встречаются, несмотря на длительную историю его существования.

В кокчетавской группе озер кремнистые осадки образуются в ограниченных районах оз. Боровое и в оз. Светлом (Конюшин, 1951). Оз. Боровое (абс. высота 450 *м*) занимает котловину в отрогах Кокчетавского хребта. Почти все берега озера сложены гранитами. В колонке донных отложений нерастворимая кремнекислота составляет от 14 до 28,6% сухого вещества. В основании колонки, на глубине 2,5 *м*, количество растворенной кремнекислоты падает до 1,3%. Максимуму $SiO_{2аморф}$ соответствует, по подсчетам Н. В. Кордэ (1951), наибольшее количество диатомей в осадках — 56 700 000 *кл/см*^{3}. На глубине 2,5 *м* насчитывается всего лишь 4000 *кл/см*^{3}. Таким образом, диатомовые осадки в Боровом имеют мощность 2 *м*.

В Светлом — небольшом озерке, лежащем к юго-западу от Борового в пределах гранитного массива,— количество растворенного кремнезема в осадках еще выше. В колонке длиной 3,0 *м* содержание $SiO_{2аморф}$ изменяется от 1,4 до 26,7%. Как и в оз. Боровом, верхняя толща осадков до 2 *м* представлена здесь диатомовыми илами. С глубины 2,5 *м* содержание диатомей резко снижается. По Н. В. Кордэ, на глубине 1,0 *м* оно со-

[1] В коллекции диатомовых Cleve-Fuller.

ставляет 3 959 000 *кл/см*^{3}, а на глубине 2,0 *м* — 661 000 *кл/см*^{3}. В целом возрастание или убывание содержания SiO_2 в отложениях обоих озер сопровождается соответствующими изменениями количества диатомей. Однако пропорциональность между теми и другими величинами наблюдается не всегда. Все зависит от размеров диатомей и способности их к растворению. Крупные бентические диатомеи при малом количестве могут дать в несколько раз большее содержание $SiO_{2аморф}$, чем многочисленные мелкие формы. Такую картину мы видим в оз. Светлом.

Диатомеи оз. Хубсугул в Монголии исследованы Э. Эструпом (Østrup, 1909). Он установил их богатство в донных осадках и отметил определенное сходство с байкальской флорой в части древних реликтов, подобных *Melosira scabrosa* Østrup и *Amphora mongolica* Østrup. Известно, что *M. scabrosa* участвует также в образовании третичных озерных диатомитов Армении и Грузии.

В планктоне Танганьики, второго после Байкала глубоководного горного озера, доминируют диатомовые водоросли. Однако какие-либо количественные характеристики по его донным осадкам нам неизвестны. Имеющаяся литература содержит лишь систематику диатомей с указанием на древность флоры в целом. *Gomphocymbella gracilis* Hust. живет только в этом озере.

Еще более интересный пример эндемизма диатомовых представляет высокогорное Охридское озеро. Оно расположено главным образом на территории Югославии, на высоте около 700 *м* над уровнем моря. А. Юриль (Jurilj, 1954) дает детальный анализ флоры диатомей озера с генетической точки зрения, считая, что корни ее лежат достоверно в плиоцене, а возможно, и в еще более раннем времени. Благодаря очень высокой прозрачности воды диатомеи распространены здесь на больших глубинах — до 150 *м* — и образуют широкое кольцо обрастаний по берегам. Для Охридского озера, в отличие от Байкала, характерно слабое развитие планктонных диатомей. Поэтому глубоководные осадки практически лишены их. Таким образом, та основная группа диатомей, которая определяет процесс накопления диатомовых осадков в Байкале и в Севане, в Охридском озере не имеет значения. Накопление диатомей идет здесь в широкой прибрежной зоне, где произрастают макрофиты. А. Юриль неоднократно подчеркивает особенность охридской флоры диатомей — чрезвычайную пестроту видового состава (355 форм) при относительно невысоком количественном развитии. Крайняя олиготрофность озера, по-видимому, является причиной недостаточно высокого развития водорослей и, конечно, в первую очередь диатомовых.

Сказанное выше имело целью показать типичность накопления кремнистых осадков в озерах к северу от 60° с. ш. Степень насыщенности осадков диатомовыми различна, в диатомитах их можно рассматривать как породообразующие организмы. В озерах накоплению кремнистых осадков способствует, при всех прочих условиях, хорошая сохраняемость панцирей пресноводных диатомовых, количество растворяющихся видов здесь не превышает 10%, т. е. в 5—7 раз меньше, чем в морях и океанах. Богатые диатомовыми осадки накапливаются в тех озерах, где ими богаты поверхностные воды. Основную роль в кремненакоплении в осадках крупных озер играют планктонные виды. По массовому развитию они намного превосходят бентические виды. В мелких озерках и болотах с неразвитой пелагиалью диатомиты накапливаются за счет бентических видов.

В области широкого распространения диатомитов их образование обеспечивается высоким содержанием кремнекислоты, поступающей в воду в процессе выщелачивания кристаллических пород (преимущественно кислых) и моренных отложений.

Вне основной зоны образования современных кремнистых озерных осадков, располагающейся в северных районах, встречаются изолированные

местонахождения (р. Демерара, о. Итуруп). Кроме того, особую группу образуют высокогорные глубоководные озера с осадками типа диатомовых илов.

В распределении областей современного накопления кремнистых осадков очевидной связи с зонами вулканизма не усматривается. Но так как в результате вулканической деятельности озера получают избыточное количество кремнекислоты, это не может не отразиться на развитии диатомей. Таким образом, косвенная связь между этими двумя процессами несомненно имеется.

ДИАТОМИТЫ МЕЖЛЕДНИКОВОГО ВОЗРАСТА

В озерах межледникового возраста накопление диатомовых осадков происходило, по всем признакам, в условиях, сходных с современными. Межледниковые диатомиты, как и диатомиты послеледникового возраста, являются характерными элементами ландшафта ледниковых и приледниковых областей. Известны диатомиты раннего и позднего межледниковья.

Классические диатомовые осадки озерного генезиса широко распространены на севере Европы. Наибольшей известностью пользуются диатомиты Люнебургской пустоши на северо-западе Германской равнины, диатомиты Шлезвиг-Голштинии и Ютландского полуострова. На территории СССР межледниковые озерные отложения в большинстве случаев не являются диатомитами. Однако диатомит у с. Пепелово Ярославской области должен быть поставлен в один ряд с упомянутыми выше диатомитами по значению участвовавших в их образовании диатомей.

По сравнению с диатомитами современными и послеледниковыми межледниковые отличаются значительно большей мощностью, достигающей 30 *м*. С одной стороны, это свидетельствует о длительности процесса накопления озерных осадков, и с другой — об интенсивном их поступлении на дно.

В озера межледникового времени кремнезем обильно поступал в результате выщелачивания моренных отложений, богатых продуктами разрушения кристаллических пород. Морена на севере Европы в значительной мере содержит наряду с местными материалами продукты выветривания кислых магматических и метаморфических пород (Балтийский щит). Поступление в природные воды кремнезема из кислых кристаллических пород характерно для всей ледниковой области. По данным А. И. Перельмана (1955), моренные отложения являются материалом, богатым прежде всего кремнеземом, меньше — калием и натрием и еще меньше — кальцием и магнием. Низкая щелочность в озерах ледниковых и приледниковых областей благоприятствует развитию многих групп диатомей и лучшей их сохраняемости в осадках. В ледниковых областях кремнезем мало расходуется на образование глинистых минералов и используется главным образом диатомовыми; в теплые эпохи (межледниковые, послеледниковую) процессы выщелачивания моренных отложений усиливались. Воды обогащались растворенными минеральными солями, начиналось бурное развитие диатомовых водорослей. Как неоднократно отмечалось, максимум содержания диатомей в осадках характеризует время климатического оптимума (Жузе, 1962).

Диатомит у с. Пепелова находится в обнажении коренного берега р. Шуи. Его мощность — около 8 *м*. Он четко разделяется на два горизонта: нижний — с ясной годичной слоистостью и верхний, где слоистость выражена слабо или отсутствует. Нижнюю толщу, сложенную почти чистым опалом, по существу следует называть трепелом, так как диатомовые в ней почти не сохранились. По мере продвижения к кровле диатомитового пласта сохранность их улучшается.

На примере пепеловского диатомита удается заметить последовательные стадии растворения створок диатомей. Ядро породы составляют планктонные виды *Melosira*, *Cyclotella*, *Stephanodiscus*. Ближе к основанию разреза растет количество бентических видов. Вероятно, это отражает различные стадии развития Пепеловского межледникового озера, которое становилось со временем более глубоководным. В нижней части разреза удалось подсчитать 5500 годичных слоев (Жузе, 1939).

В основании пепеловского диатомита лежат средне- и крупнозернистые пески с многочисленной галькой, которые относятся предположительно к предпоследнему оледенению. Край ледника в последнюю эпоху оледенения располагался к северу от этого разреза.

Диатомиты предпоследней и последней межледниковых эпох известны на территории северогерманской низменности. Более древние диатомиты предположительно относятся к голштинской межледниковой эпохе. Они отлагались в южных районах Люнебургской пустоши, вне границы максимального оледенения. Диатомиты последнего межледниковья — эмского — распространены в северных районах Люнебургской пустоши, в Шлезвиг-Голштинии и на Ютландском полуострове. По неточным сведениям, они встречаются также на юге Швеции.

Из древних межледниковых диатомитов голштинской эпохи наиболее известны Münster, Oberohe и Neuohe, в южной части Люнебургской пустоши (Woldstedt, 1958). В диатомите Neuohe (Giesenhagen, 1925) подсчитано 12 000 слоев, а в Münster (Dewall, 1928) — 8000. Предполагается, что осадки эти образовались в крупных озерах эвтрофного типа. Об этом свидетельствуют планктонные диатомеи, являющиеся породообразующими в диатомитах Люнебургской пустоши. Видовой состав диатомей лучше всего изучен в диатомитах Oberohe (Hustedt, 1954). Здесь прослеживается смена видов, указывающая на изменение климата и экологических условий за время образования осадков.

Считавшиеся ранее одновозрастными диатомиты северных районов Люнебургской пустоши в настоящее время достоверно датируются эпохой последнего межледниковья. В эпоху максимального оледенения здесь существовал ледник. Аналогом северогерманских диатомитов являются датские, которые накапливались также в последнюю межледниковую эпоху.

Многочисленная группа озерных диатомитов находится в районе Верхней Люэталь (Хютцель, Бишпингель, Швиндебек и другие). Все они разрабатываются и используются в промышленности. Диатомит Швиндебека изучался К. Бере (Behre, 1962), Хютцеля — Л. Бенда (Benda, 1963). Условия накопления кремнистых осадков в межледниковых озерах оба автора считают сходными. Мощность диатомитов около 10 *м*.

В Хютцеле диатомит залегает под слоем морены и песков. Он образовался в чисто пресном озере. В толще диатомита происходит неоднократная смена господствующих видов, что хорошо показывает таблица, составленная Л. Бенда (Benda, 1963).

Из табл. 1 следует, что породообразующими здесь являются планктонные диатомовые, как и во всех других диатомитах, образовавшихся в крупном глубоководном озере с открытой пелагиалью. Из рассмотрения видового состава видно, что оз. Хютцель принадлежало к эвтрофному типу со слабощелочной средой. Степень эвтрофности повышалась от начальных стадий накопления диатомита к конечным, о чем свидетельствует увеличение частоты встречаемости *Melosira granulata* и *M. ambigua* в слое диатомита 3,10 *м* — 1,10 *м*.

В списке диатомовых, населявших межледниковое оз. Хютцель, насчитывается 160 видов.

Широкой известностью пользуются диатомиты восточной части Ютландии, датируемые также временем последнего межледниковья (эмская, или

Таблица 1

Распределение характерных видов в диатомите Хютцеля (Люнебургская пустошь)

Глубина от основания толщи, *м*	Массовые виды	Частые виды
0,00—0,60	—	*Stephanodiscus astraea* *Steph. astraea v. minutula* *Melosira ambigua*
0,60—1,10	*Melosira granulata*	*Stephanodiscus astraea* *Melosira ambigua*
1,10—3,10	*Melosira granulata* *Melosira ambigua*	*Stephanodiscus astraea*
3,10—4,60	*Stephanodiscus astraea*	*Melosira granulata*, *Synedra ulna*, *Steph. astraea v. minutula*, *Cyclotella comta*
4,60—6,90	*Stephanodiscus astraea v. minutula*	*Stephanodiscus astraea*, *Synedra ulna*, *Cyclotella comta*, *Melosira ambigua*
6,90—10,00	*Synedra ulna*	*Steph. astraea v. minutula*, *Cyclotella comta*, *Melosira ambigua*

рисс-вюрмская, эпоха). Крупная залежь диатомита находится между пунктами Фредерика и Вейле вблизи Раннерс-фиорда. Диатомит используется в химической промышленности. Чистые разности его находятся преимущественно в верхних 15 *м* разреза, нижняя 15-метровая толща несколько загрязнена. Н. Фогед (Foged, 1960) нашел 225 диатомовых в Вейле у Раннерс-фиорда. Некоторые из описанных видов указываются впервые для датской межледниковой флоры. Н. Фогед приходит к заключению, что накопление диатомовых осадков происходило в крупном озере с исключительно высокой концентрацией питательных солей, т. е. в водоеме эвтрофного типа.

Скорость седиментации в озере была, вероятно, высокой, учитывая 30-метровую мощность диатомовых осадков. По заключению Н. Фогеда, заметное изменение климата произошло в конечную стадию осадконакопления. Среди диатомовых встречаются многочисленные экзотические предковые виды. Для датской межледниковой флоры характерна архаичная *Cymbellanitzschia diluviana* Hust., сочетающая в себе признаки двух различных родов — *Cymbella* и *Nitzschia*. Первая находка этого вида принадлежит Фр. Хустедту (Hustedt, 1954). В межледниковом диатомите Оберое в Люнебургской пустоши *Cymbellanitzschia diluviana* являлась наиболее характерным видом. Фр. Хустедт высказал предположение, что это вымерший вид (род?), являющийся руководящим для фауны межледниковых озер. Однако позднее оказалось, что он сохранился местами на севере Ирландии, в Исландии, Северной Норвегии, Дании и в некоторых озерах штата Орегон (США)[1] (Sovereign, 1958).

Диатомит на восточном берегу о. Фюн залегает в условиях, сходных с теми, что характерны для Раннерс-фиорда. Его мощность больше 20 *м*. Это один из тех высококачественных датских диатомитов, которые издавна импортируются. История межледникового озера на о. Фюн изучалась методами диатомового и пыльцевого анализов. Породообразующими видами, как и в других крупных озерных диатомитах, являются планктонные *Melosira*, *Cyclotella* и *Stephanodiscus*. По разрезу в составе диатомей

[1] В современной озерной флоре диатомей в Орегоне сохранились многочисленные древние элементы. В древней озерной области этого штата известны диатомиты миоценового возраста.

происходят изменения. На ранних стадиях своего существования население озера носит черты, присущие приледниковым озерам. В это время развивалась группа видов, общая с диатомовыми в Балтийском позднеледниковом озере и отчасти в Анциловом озере. Времени климатического максимума соответствует та часть диатомита, где в массе присутствуют умереннотепловодные диатомеи *Navicula cuspidata*, *N. oblonga*, *Cymbella ehrenbergii*, *C. turgida*, *Navicula schonfeldii*, *N. tuscula* и *N. hasta*. Комплекс видов в диатомите о. Фюн очень близок по составу к флоре межледниковых отложений на территории СССР (Галич, Чухлома, Пологеть и др.). Очевидно, за время своего существования межледниковое озеро прошло стадию олиготрофного, затем, в период наибольшего прогрева,— эвтрофного водоема. Наступившее новое похолодание и надвинувшийся ледниковый покров прервали дальнейшее развитие озера на о. Фюн.

Сходные черты, по-видимому, характеризовали историю и многих других озер Дании, в которых диатомовые осадки накапливались в последнюю межледниковую эпоху. Диатомиты межледникового возраста представляют собой очень ценный материал для изучения истории формирования диатомовой флоры континентальных водоемов.

ДИАТОМИТЫ ПЛИОЦЕН-МИОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Озерные диатомиты начали накапливаться со времени появления диатомовых водорослей в континентальных водоемах. Вполне достоверно определен нижнемиоценовый возраст диатомитов нашего Дальнего Востока, Японских островов, в штатах Орегон и Колорадо (США). По указанию К. Ломана (Lohman, 1961), диатомовые озерные осадки в штате Колорадо следует относить к олигоцену. Для территории Дальнего Востока возраст некоторых диатомитов придется, вероятно, изменить на олигоценовый.

Незадолго до этого диатомеи распространились в континентальных водоемах и заселили весь земной шар. Миоценовые диатомиты накапливались за счет небольшого количества архаичных видов *Melosira*, которые чрезвычайно обильно развивались в начальные стадии заселения озер диатомовыми. *Melosira* сохраняют породообразующее значение в течение всего миоцена и раннего плиоцена (рис. 2). Сопутствующие им роды *Tetracyclus*, *Eunotia* и *Fragilaria* в образовании кремнистых осадков миоценового возраста особого значения не имеют. Диатомовые глины в бассейнах рек Тым и Иртыш также в основном образованы видами *Melosira*, хотя здесь уже появляются многочисленные представители класса *Pennales*. В Приморском крае высококачественные озерные диатомиты находятся в районе Советской Гавани и бассейне р. Самарги (оз. Тони) (Моисеева, 1960). Известны миоценовые диатомиты также в районе Хабаровска и Благовещенска. В береговых разрезах оз. Ханка выходы слоистых диатомитов достигают мощности в несколько метров (Жузе, 1952).

Для первых этапов расселения диатомей в континентальных водоемах характерно почти одновременное появление флоры с близкими родовыми признаками в самых удаленных друг от друга районах (Советское Приморье, Япония и Западное побережье Северной Америки, юго-восток Австралии и северный остров Новой Зеландии).

В плиоценовых диатомитах еще долго сохраняются черты, присущие диатомовым миоценового возраста. Процент вымерших видов сокращается почти вдвое. Большее разнообразие условий местообитания в плиоцене сказалось на увеличении как родового, так и видового состава диатомовых, участвующих в накоплении кремнистых осадков. Однако наряду с этим имеются диатомиты, образовавшиеся за счет двух-трех видов. В Ленинаканских диатомитах Армянской ССР, например, *Stephanodiscus niagarae*,

St. astraea и *Cyclotella temperae* являются практически единственными видами, участвовавшими в их образовании. Диатомовые осадки, накапливавшиеся в крупных прибайкальских озерах плиоценового возраста (Тункинская, Баргузинская, Селенгинская впадины), отличаются очень

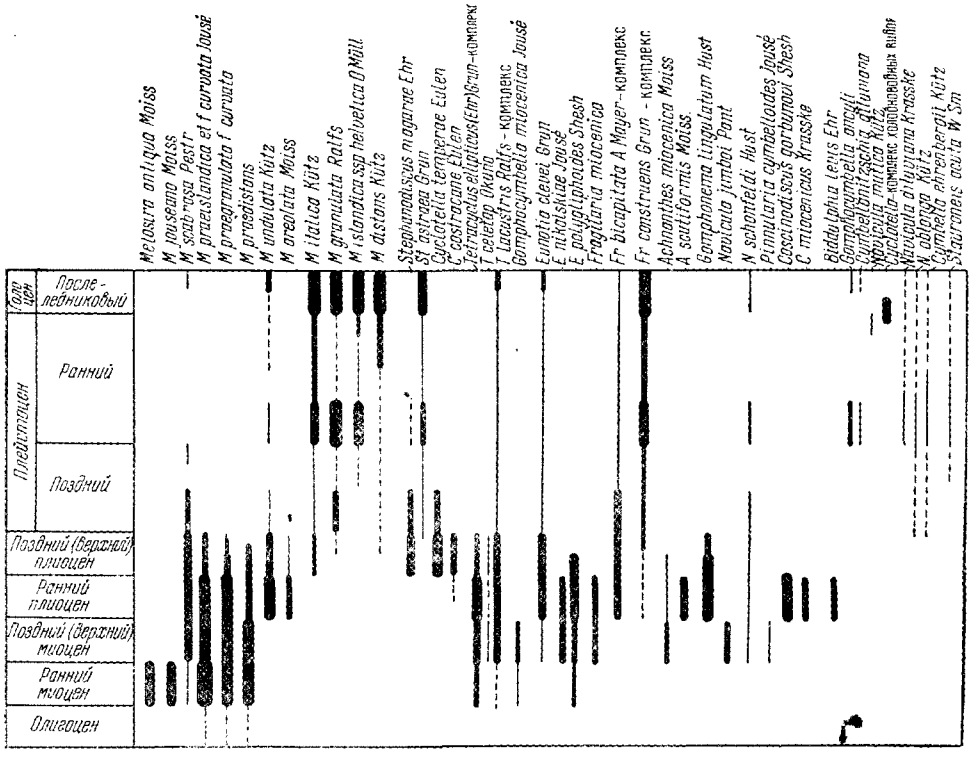


Рис. 2. Стратиграфическое положение некоторых характерных озерных видов диатомовых водорослей

большим видовым разнообразием диатомовых (Журавлева, 1936). Таким образом, если в раннем миоцене диатомовые осадки образовывались в результате исключительного обилия одного или десятка видов, то в более позднее время в этом процессе участвовал уже целый комплекс диатомей.

Диатомиты озерных впадин Армянского нагорья известны в районе Еревана, около Аштрака и в Ленинаканской котловине (нурнусские, Арзни, парбийские и ленинаканские).

Возраст этих диатомитов верхнеплиоценовый-раннечетвертичный. В диатомите у с. Нурнус почти нет посторонних примесей. По данным Ю. К. Горецкого (1945), он содержит 95% $SiO_{2 аморф}$, т. е. представляет собой почти чистый опал. О быстроте заполнения осадками озерной ванны здесь прежде всего говорит чистота диатомита. В его образовании основную роль играют панцири *Melosira italica*, *Melosira scabrosa*, *Fragilaria brevistriata*, *Fragilaria lapponica*, *Fragilaria virescens* и *Epithemia turgida*. Большая часть диатомей имеет толстоокремненные крупные створки (Порецкий, 1953 *а*, *б*). В сводке Р. Кальверта (1933) указано, что в 1 *см*^{2} насчитывается 1 860 000 клеток диатомей, причем особо выделяются их крупные размеры. В ближайшем к нурнусскому диатомите Арзни комплекс породообразующих видов совершенно другой. Общие виды не превышают 14%. В. С. Порецкий объясняет это различием в возрасте. Диатомит Арзни более молодой, о чем свидетельствует его залегание поверх лавового покрова, который перекрывает диатомит у с. Нурнус.

Существование Нурнусского озера прекратилось в результате излияния базальтовых лав Кетан-Дага. Диатомовые осадки оказались перекрытыми базальтовой лавой, сохранившей их от размыва (Горецкий, 1945). В основании нурнусского диатомита лежат андезиты и андезито-базальты.

В 5—6 *км* от районного центра Аштарак у южных склонов Алагеза находится диатомит Парби. Он отличается крупными размерами частиц и очень высоким содержанием аморфного кремнезема. В упомянутой работе Ю. К. Горецкого приводятся данные по химическому анализу парбийского диатомита, из которых следует, что он практически, как и нурнусский, представлен чистым опалом с небольшой примесью полуторных окислов. Его мощность около 10 *м*. Судя по составу диатомей (в основном *Fragilaria*, *Synedra*, *Navicula*, *Cymbella*), образование диатомита Парби происходило в мелководном относительно небольшом озере.

В разрезе озерных отложений Ленинаканской котловины (у с. Арапи) слои диатомита чередуются с туфами и туфобрекчиями. Общая мощность тех и других около 150 *м*.

Диатомит, перекрытый мощным слоем туфов (до 50 *м*), находится в основании разреза. Породообразующими видами являются *Stephanodiscus niagarae*, *Stephanodiscus astraea* et *var. minutula* и *Cyclotella temperae*. Их роль в толще диатомита непостоянна. Лишь *Stephanodiscus niagarae* присутствуют всюду в массовом количестве.

Ленинаканские и нурнусские диатомиты, по всей вероятности, одновозрастны. Состав господствующих диатомей (*Cyclotella temperae* и *Stephanodiscus niagarae*) характеризует их возраст как верхнеплиоценовый.

Основные выходы диатомитов Грузинской ССР расположены в 14 *км* к югу от г. Ахалцихе, на склоне горы Ульва, вблизи с. Кисатиби. Время образования кисатибского озерного диатомита относят, по последним данным, к концу плиоцена — началу четвертичного периода. Состав диатомей изучен В. С. Порецким (1953 *а*). Он указывает, что в толще диатомита происходит неоднократная смена доминантных видов. Так, в нижней части осадка (белая порода) господствует *Melosira scabrosa*, выше на первое место выходят более мелкие *Stephanodiscus astraea* var. *minutula* и комплекс *Synedra* и *Fragilaria*.

Многие общие черты роднят кисатибский диатомит с ленинаканским.

В сходных геологических условиях происходило накопление диатомитов в древних тектонических впадинах и нагорьях (плато Колорадо, Орегон) вдоль Тихоокеанского побережья Северной Америки. Здесь, как и в Армянском нагорье и прилегающих районах Грузии, озерные диатомиты накапливались в условиях избыточного содержания кремнезема в воде, поступавшего в результате вулканических извержений. В штате Орегон это происходило в мелких и более крупных древних озерных впадинах, основанием которых местами служат лавовые покровы. Данные анализа диатомитов в штате Орегон (Lohman, 1937) позволяют относить их к наиболее древним озерным отложениям, известным в настоящее время. Флора диатомей определенно датируется миоценовым возрастом. По видовому составу она очень близка миоценовой озерной флоре Приморья.

В этом кратком очерке нет необходимости останавливаться на всех известных плиоцен-миоценовых озерных диатомитах. Важно лишь отметить, что в своем распространении они имеют очевидную приуроченность к областям относительно молодого вулканизма (Армянское нагорье, Северная Камчатка, Приморье, Орегон, плато Колорадо).

Нередко диатомовые отложения перекрываются и подстилаются продуктами вулканической деятельности (Советская Гавань, р. Суйфун, Ленинакан, Кисатиби, Нурнус, Парби и др.). Вулканические извержения давали озерам много кремнекислоты, необходимой для жизни диатомей. Возможно, что избыток кремнекислоты, не используемой диатомовыми, выпадал в виде геля на дно озер. Ю. К. Горецкий указывает, что в Нур-

нусском разрезе в диатомите имеются прослои чистого опала, не связанного с диатомовыми.

Обилие растворенной кремнекислоты, необходимой для развития диатомей, создавало благоприятные условия для накопления кремнистых осадков.

Иначе обстоит дело в морях и океанах. Имеющийся материал свидетельствует об отсутствии связи между зонами преимущественного накопления кремнистых осадков и зонами вулканизма. В распределении диатомовых и диатомово-радиоляриевых илов в Тихом океане четко прослеживаются связи с развитием кремнистых организмов в планктоне океана (см. статью О. Г. Козловой и В. В. Мухиной и статью С. Б. Кругликовой в настоящем сборнике).

Мы могли убедиться, что диатомиты во всех случаях образуются в тех озерах, где имеется избыток свободного кремнезема. Это необходимое условие, в первую очередь определяющее возможность накопления кремнистых осадков.

Современный процесс образования кремнистых осадков, как и накопление их за весь четвертичный период, характерен для областей, некогда покрывавшихся покровными оледенениями. После таяния ледников источником поступления кремнекислоты явились моренные отложения, богатые продуктами разрушения кристаллических пород. Диатомиты дочетвертичного возраста накапливались преимущественно в тех озерах, в которые обильно поступал кремнезем, являющийся результатом вулканической деятельности. Древние озерные диатомиты по отношению к современной области кремнистых осадков располагаются в основном в умеренном поясе северного полушария.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев. Донные отложения озера Севан. Бассейн озера Севан (Гокча), т. 3, вып. 2, 1933.

Безруков П. Л. О распространении и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков.— Докл. АН СССР, 1955, 103, № 3.

Вислоух С. и Кольбе Р. Материалы по диатомовым Онежского и Лососинского озер.— Труды Олонецк. науч. экспедиции, ч. V, вып. 1, 1927.

Горецкий Ю. К. Кремниевые отложения озер вулканического ландшафта в Армении.— В сб.: «Диатомиты и трепелы», т. 1. Труды Всес. ин-та минер. сырья, т. 117, 1945.

Давыдова Н. Н. К характеристике диатомовых водорослей донных отложений Ладожского озера.— Бот. ж., 1961, 46, № 5.

Жузе А. П. Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа.— Труды Верхневолжск. экспед. ГЭНИИ ЛГУ, 1939, вып. 4.

Жузе А. П. К истории диатомовой флоры оз. Ханка.— Материалы по геоморф. и палеогеогр. СССР, № 6, Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 51, 1952.

Жузе А. П. Диатомовые в поверхностном слое осадков Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 22, 1957.

Жузе А. П. Диатомовые водоросли в четвертичных отложениях района находки таймырского мамонта.—В сб.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., Изд-во МГУ, 1959.

Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Жузе А. П., Сечкина Т. В. Диатомовые водоросли в донных отложениях оз. Эльгытхын (Анадырское плоскогорье).— Труды Лабор. озеровед. АН СССР, 1960, т. 10.

Журавлева А. А. Ископаемые диатомовые Тункинской котловины — Прибайкалье.— Труды Нефт. геол.- развед. ин-та, серия А, В, вып. 76, 1936.

Земляков Б. Ф. Четвертичная геология Карелии.— Труды Секции естеств. производ. сил. Карельского науч.- иссл. ин-та, т. I, вып. 1, 1936.

Кальверт Р. Диатомиты. ОНТИ, 1933.

Кожова О. М. Систематический список планктонных водорослей оз. Байкал и некоторые данные по биологии их массовых форм.—Изв. Сиб. отд. АН СССР, вып. 10, 1959.

Козлова О. Г. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики. М., Изд-во «Наука», 1964.

Кордэ Н. В. История озер заповедника «Боровое» в Северном Казахстане.— Труды Сапропелевой лаборатории, вып. V, 1951.
Конюшин В. Д. Сравнительная химическая характеристика донных отложений некоторых озер Боровской группы в Сев. Казахстане по их легкоподвижным компонентам.— Труды Сапропелевой лаборатории АН СССР, вып. V, 1951.
Лисицын А. П. Распределение аутигенного кремнезема в донных отложениях западной части Берингова моря.— Докл. АН СССР, 1955, 103, № 3.
Моисеева А. И. Флора диатомовых водорослей верхнетретичных отложений Приморского края и ее стратиграфическое значение.— Междунар. геол. конгресс, XXI сес., 1960.
Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. М., Географгиз, 1955.
Порецкий В. С. Ископаемые диатомовые водоросли Кисатиби Ахалцихского района Грузинской ССР.— В Сб.: «Диатомовый сборник». Л., Изд-во ЛГУ, 1953а.
Порецкий В. С. Ископаемые диатомовые водоросли Нурнуса и Арзни Ереванского района Армянской ССР.— В Сб.: «Диатомовый сборник». Л., Изд-во ЛГУ, 1953б.
Порецкий В. С., Жузе А. П. и Шешукова В. С. Диатомовые Кольского полуострова в связи с микроскопическим составом Кольских диатомитов.— Труды Геоморфол. ин-та АН СССР, вып. 8, 1934.
Птицын Б. В. Материалы к химической характеристике диатомитов Кольского полуострова.— Труды Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 8, 1934.
Рожкова Е. В. и Порецкий Ю. К. Современные кремниевые отложения, т. I. Диатомиты и трепелы». Труды Всес. ин-та минер. сырья, т. 117, 1945.
Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Backman H. Beiträge zur Algenflora des Süsswassers von Westgrönland. Mitt. naturforsch. Ges. Luzern, H. 8, 1921.
Behre K. E. Pollen- und Diatomeenanalytische Untersuchungen an letztinterglazialen Kieselgurlagern der Lüneburger Heide (Schwindebeck und Grevenhof im Oberen Luhetal).— Flora, 1962, 152.
Benda L. Die Diatomeen der Kieselgur von Hützel in Luhetal (Eem -Interglazial).— Ber. Naturhist. Ges., Bd. 107. Hannover, 1963.
Brun I. Diatomées d'eau douce de l'île Ian Mayer et de la côte east du Groenland.— Bihang t. Kgl. Svenska vetenskapsakad. handl., N 26, 111, 18, 1901.
Cleve P. T. Färskvattens-Diatomaceer fron Gronland och argentinske Republiken.— Ofversigt Kgl. Svenska Vetenskapsakad. forhandl., 10, 1882.
Dewall H. W. Geologisch-biologische Studien über die Kieselgurlager der Lüneburger Heide.— Jahrb. preuss. geol. L — A (s. 641—684,4 abb.). Berlin, 1928.
Foged N. Diatoms from West Greenland.— Medd. Gronland, bd. 147, № 10, 1953.
Foged N. En interglacial diatomeford-aflejring i Ost — Fyn.— Medd. Dansk. geol foren., bd. 12. Kobenhaven, 1954.
Foged N. Diatoms from Peary Land, North Greenland.— Medd. Grønland, bd. 128, N 7, 1955.
Foged N. The diatoms in the basalt area and adjoining areas of archean rock in West Greenland.— Medd. Grønland, 1958, 156, № 4.
Foged N. Diatoméfloraen i en interglacial kiselguraflejring ved Rands fjord i Østjylland.— Foged Niels. Medd. Dansk. geol. foren., 1960, 14, № 3.
Hustedt Fr. Die Diatomeenflora des Interglazials von Oberohe in der Luneburger Heide.— Abhandl. naturwiss. Vereines Bremen, 1954, 33, 3.
Giesenhagen K. Kieselgur als Zeitmass fur eine Interglazialzeit. Gletscherkunde, 1925.
Jurilj A. Flora i Vegetacija Dijatomeja Ohridskog Jezera. Jugoslav. Akad. Znanosti i Umjetnosti. Zagreb, 1954.
Lohman K. E. Nonmetallic mineral resources of Eastern Oregon.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1937, 875.
Lohman K. E. Geologic ranges of cenozoic nonmarine diatoms.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1961, № 424-D.
Manguin E. Contribution a la flore diatomique de l'Alaska; Lac Karluk, especes critiques ou nouvelles.— Rev. algol., 1961, 5, № 4.
Østrup E. Beiträge zur Kenntnis der Diatomeenflora des Kossogelbeckens. Hedwigia, 1909, 84.
Petersen J., Boye. Freshwater-algae from the North-coast of Greenland (Coll by the Dr. Th. Wulff).— Medd. Grønland, 1924, 64.
Rogers A. W. Diatomaceous deposits in the Union of South Africa with special reference to Kieselguhr. Pt 2. The diatom flora.— Dept Mines. Geol. Surv. South Africa Mem., 1947, 42, 185.
Ross R. Freshwater diatomeae botany of the Canadian Eastern. Arctic. pt. II, 1947.
Simonsen R. Beiträge zur Klimageschichte Islands. Postglaziale Diatomeen aus Island.— Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., Stuttgart, I, 1958.
Sovereign H. E. The diatoms of Crater Lake, Oregon.— Trans. Amer. Microscop. Soc., 1958, 77, 2.
Woldstedt R. Das Eiszeitalter. Bd. I, 1954; Bd II, 1958. Bonn.

I

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КРЕМНЕЗЕМА В ДРЕВНИХ ОСАДКАХ И КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ

А. П. Лисицын

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КРЕМНЕЗЕМА В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКАХ В СВЯЗИ С КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТЬЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Изучение современных осадков открывает многие ранее не совсем ясные черты в истории накопления кремнезема. В частности, обнаруживается тесная связь современного кремненакопления с климатической зональностью.

Исключительный интерес представляет изучение распределения и состава кремнистых отложений четвертичного времени, когда климатические изменения были сравнительно быстрыми и особенно значительными по амплитуде. Такого рода исследования позволили бы распространить выводы, сделанные для современных осадков, по крайней мере на последний этап геологической истории нашей планеты. Очень интересно выяснить, например, сохранялись ли основные пояса кремненакопления, определенные для современного этапа, на протяжении четвертичной истории, как менялась их конфигурация и имелись ли смещения этих поясов в пространстве. Какие в итоге образовались кремневые тела за четвертичное время, как менялась концентрация кремнезема в зонах кремненакопления, вызывало ли потепление и похолодание усиление или ослабление кремненакопления. Эти и многие другие вопросы укладываются в одну группу, которую можно назвать изучением истории поясов кремненакопления в четвертичное время.

Вторая группа вопросов связана с решением не менее важных и разнообразных проблем, относящихся к применению метода абсолютных масс в приложении к четвертичным, и в частности, к кремнистым, донным осадкам. Мы уже указывали, что реальные содержания кремнезема в донных осадках определяются не только интенсивностью его поступления из взвеси на дно, но также и процессами разбавления терригенным (о котором можно судить по содержанию валового кремнезема) и биогенным, главным образом карбонатным, материалом.

Метод абсолютных масс, разработанный и успешно примененный к морским отложениям Н. М. Страховым (1947, 1954), открывает принципиально новые перспективы для изучения механизма кремненакопления в морях и океанах. Для успешного применения этого метода необходимы довольно многочисленные определения как стратиграфического характера, так и физико-механических свойств осадков, определения среднего содержания компонентов и др. Долгое время такие данные отсутствовали, и поэтому применение метода абсолютных масс для большинства морских и почти всех океанских водоемов было затруднено.

В настоящее время получены довольно многочисленные и надежные определения как разбросанные в литературе, так и частично еще не опуб-

ликованные. Они дают возможность выяснить закономерности распределения абсолютных масс в основных кремневых поясах по крайней мере для голоцена (послеледниковое время) и для последнего оледенения, а местами также и для более древних этапов четвертичного времени.

Исследования закономерностей размещения абсолютных масс кремнезема, а также валового и силикатного кремнезема в связи с изменениями основных факторов кремненакопления и климатической зональности четвертичного времени составляют второй круг вопросов, имеющих принципиальное значение.

ИСТОРИЯ ПОЯСОВ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Для того чтобы установить положение поясов кремненакопления, выделенных при изучении современных осадков, на протяжении четвертичного времени, необходимы колонки донных осадков, которые проходили бы основную толщу четвертичных отложений. Несмотря на большой прогресс в технике получения длинных колонок, это удалось сделать далеко не везде. В частности, для кремневых зон северного и южного полушарий, характеризующихся повышенными скоростями осадкообразования, нижняя часть четвертичных осадков вскрыта только отдельными колонками.

Северо-тихоокеанская зона кремненакопления

Основная часть колонок охватывает послеледниковый период (голоцен), а также последнее — вюрмское оледенение и рисс-вюрмское межледниковье. Эти горизонты условно называются I (голоцен), II — вюрмское оледенение с интерстадиалом, III — рисс-вюрмское межледниковье, IV — рисское оледенение, V — миндель-рисское межледниковье, VI — миндельское оледенение, VII — гюнц-миндельское межледниковье.

Для северо-востока СССР и Тихого океана (северная часть) в настоящее время для ледниковых эпох приняты местные подразделения:

II горизонт (последнее оледенение) — Камчатская ледниковая эпоха, которая соответствует висконсинскому оледенению (или последней стадии вюрма — интерстадиалу (период потепления) и айовской стадии оледенения (ранний вюрм).

IV горизонт — Курильская ледниковая эпоха, также с позднеледниковой стадией, интерстадиалом и ранней стадией, соответствует иллиноийскому (рисскому) оледенению (Жузе, 1963; Романкевич и др., 1964).

Стратиграфическое расчленение толщи донных отложений северного пояса кремненакопления на основе изменения видового состава и комплексов основных организмов-кремненакопителей — диатомовых водорослей — было выполнено для большого числа проб из Охотского, Берингова и Японского морей, а также северной части Тихого океана (Жузе, 1961, 1962).

Для ряда станций, на которых проводились стратиграфические определения, а также расчленение толщи донных осадков литологическими методами, имеются и определения абсолютного возраста осадков, выполненные ониевым методом. Часть этих данных опубликована (Романкевич и др., 1964). Сделано расчленение донных отложений методами фораминиферового анализа (Саидова, 1961), а для ряда колонок на одном и том же материале и диатомового анализа. В некоторых случаях установлено очень хорошее совпадение данных, однако во многих колонках они сильно расходятся. Для Охотского и Берингова морей имеются данные спорово-пыльцевого анализа колонок донных отложений.

Дальневосточные моря

Изучение литологического состава и стратиграфические исследования показали, что отложение верхнего слоя кремнистых осадков шло одновременно по всему кремневому поясу северной части Тихого океана. Есть основания считать, что кремненакопление в северном поясе началось после последнего оледенения и отмечало здесь литологически резкую смену условий.

В самом верхнем слое донных осадков Охотского и Берингова морей обнаруживается увеличение концентрации грубообломочного материала ледового разноса, что соответствует похолоданию после климатического оптимума.

Верхний горизонт осадков Берингова и Охотского морей, содержание кремнезема в котором рассмотрено в нашей предыдущей статье, подстилается в глубоководной части этих водоемов терригенными (бескремнистыми) глинистыми илами с многочисленными прослоями вулканического пепла (II горизонт). Содержание аморфного кремнезема в осадках этого слоя не выше 3—5% даже в тех местах, где на поверхности его содержится 30—50%. Прослои вулканического пепла—черного, а иногда коричневатого или белого — имеют в некоторых колонках мощность до 0,3 — 0,5 *м* и распространены в глубоководной части Берингова моря почти повсеместно. Это свидетельствует о резком усилении активности существующих сейчас очагов вулканизма в период отложения осадков II горизонта, а также о деятельности ряда других вулканических очагов, в настоящее время потухших (в том числе вулканы в северной части моря). Хорошая сохранность мощных лавовых потоков и вулканических конусов на суше свидетельствует об их сравнительно молодом возрасте.

Третья характерная особенность осадков слоя II — широкое развитие в них каменного материала ледового разноса, причем в таких районах морей, куда в настоящее время каменный материал не попадает совсем или попадает крайне редко. Прослои, обогащенные каменным материалом, прослежены нами практически во всех колонках из глубоководных частей Берингова и Охотского морей на горизонте от 4 до 5 *м*. Наконец, для этого же слоя типично очень низкое содержание карбоната кальция, который в дальневосточных морях тесно связан с проникновением в них теплых тихоокеанских вод.

Диатомовый анализ показывает резкое возрастание в слое II роли неритических холодноводных форм и увеличение количества пресноводных диатомовых (которые связаны с распространением льдов на поверхности моря в этом районе). В осадках этого слоя довольно значительно количество третичных диатомовых, поступивших сюда в результате размыва на суше третичных диатомитов или пород, содержащих много диатомовых. По всем признакам этот горизонт отвечает последнему оледенению.

Для нас особенно важно то обстоятельство, что кремневый пояс во время последнего оледенения в дальневосточных морях и северной части Тихого океана исчезает, кремненакопление оказывается подавленным поступлением большого количества обломочного материала. Второе важное с точки зрения генезиса кремнезема обстоятельство касается регрессивного хода кремненакопления и вулканизма в этих водоемах: периоды усиления вулканизма совпадают, как правило, с периодами накопления не кремнистых осадков, а терригенных.

Под отложениями второго горизонта в дальневосточных морях залегают слабокремнистые осадки, имеющие мощность 2—7 *м*. Это серые глинистые слабокремнистые илы, которые содержат в ряде проб до 9—10% $CaCO_3$, что свидетельствует о потеплении; прослои гравийно-галечного материала в глубоководных осадках южных частей морей отсутствуют, почти нет здесь и пепловых прослоев.

IV горизонт в глубоководной части Берингова моря характеризуется новым снижением кремнистости. В терригенных глинистых илах опять появляется значительное количество прослоев вулканического пепла; каменный же материал в глубоководных осадках отмечается только в северной части Берингова моря. Карбоната кальция мало. По-видимому, это оледенение в Беринговом море было менее интенсивным и продолжительным, чем последнее (отложение второго слоя).

Последний (V) горизонт пройден только несколькими колонками. Содержание аморфного кремнезема здесь вновь возрастает до 10—15%, т. е. осадки делаются слабокремнистыми, содержание $CaCO_3$ возрастает в южной части моря до 10%. Мощность этого слоя составляет 10—20 *м*, причем нижняя граница его не достигнута.

Нижние части даже самых длинных колонок (до 33,5 *м*), полученных в Беринговом и Охотском морях, не выходят за пределы средней части четвертичного времени и третичных отложений нигде не достигают.

Выделить соответствующие горизонты в пределах осадков шельфа Берингова моря не удается, так как скорость осадкообразования здесь очень велика и даже самые длинные колонки не выходят за пределы голоцена. Как показывает эхолотное зондирование, а также сейсмо-акустические исследования, под толщей рыхлых осадков мощностью 5—15 *м* на шельфе в Анадырском заливе четко прослеживается древняя расчлененная поверхность. Отложения голоцена залегают на этой поверхности, причем выравнивание ее еще не закончено и современный рельеф дна местами передает в сглаженном виде основные черты погребенного доголоценового рельефа.

Для изучения истории кремнезема в северном поясе кремненакопления чрезвычайно важным является то, что ледниковым и межледниковым эпохам соответствовали многочисленные регрессии и трансгрессии моря. В частности, в Беринговом море в периоды оледенений обширный шельф в северной части моря становился сушей, возникал так называемый Берингов мост, соединявший Азию с Северной Америкой. Площадь акватории моря сокращалась при этом почти вдвое, т. е. весь осадочный материал, поступающий с суши, сгружался только в глубоководной части водоема. К этому прибавлялось еще большое количество рыхлого материала (осадков), который сбрасывался с вышедшей из-под воды поверхности шельфа.

Увеличение поставки осадочного материала с суши и переотложение рыхлых осадков — это лишь одна сторона изменений баланса осадочного материала в периоды оледенений. Вторая касается изменения баланса биогенного (диатомового) материала. Развитие диатомовых определяется в первую очередь поступлением питательных солей, силой и продолжительностью дивергенции, а также солнечной радиацией. В настоящее время дивергенция возникает за счет стока охлажденных вод с шельфов и компенсационного подтока к поверхности теплых глубинных тихоокеанских вод, обогащенных питательными солями. При полной осушке или во всяком случае при значительном сокращении площади шельфов во время оледенений этот процесс должен замедлиться. Биогенное осадконакопление в периоды оледенений в дальневосточных морях резко сокращается. Другая причина — резкое увеличение ледовитости, с чем сопряжено ослабление фотосинтеза.

Таким образом, в дополнение к тесной связи кремненакопления с климатической зональностью, на которую мы обращали внимание при рассмотрении пространственного распределения современных осадков, имеется еще более тесная связь с климатической зональностью геологического прошлого. Кремненакопление, следовательно, связано с климатической зональностью и в пространстве, и во времени.

Посмотрим, насколько указанная схема кремненакопления в дальневосточных морях подкрепляется фактическим материалом.

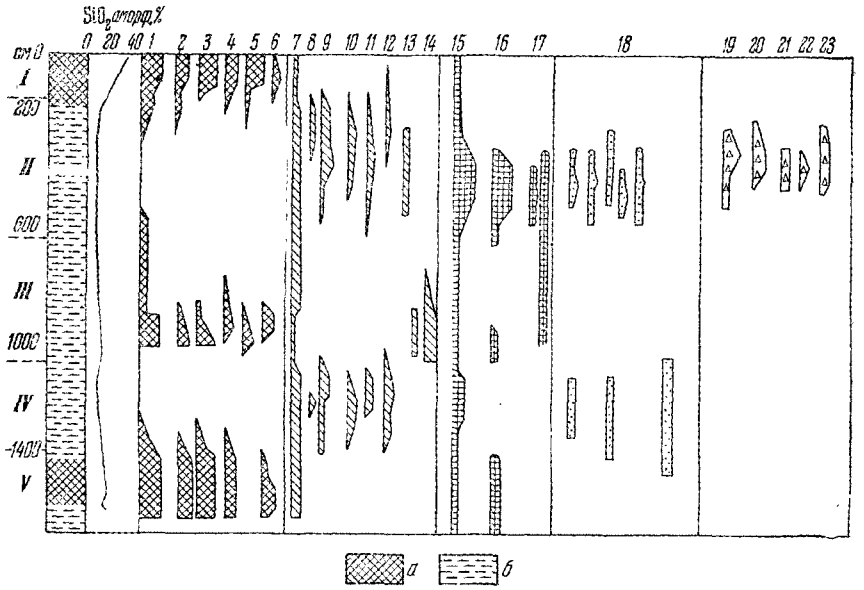


Рис. 1. Литологический состав, содержание аморфного кремнезема и видовой состав диатомовых водорослей в колонке со ст. 540, северная часть Берингова моря (виды диатомовых водорослей, по Жузе, 1962)
Положение см. на рис. 2. Слева показаны стратиграфические горизонты (римские цифры) и длина колонки в сантиметрах (арабские цифры).

Литологический состав:

а—кремнистые и слабокремнистые диатомовые илы; *б*—мелкоалевритовые терригенные илы. Виды диатомовых: Океанические (*1—5*): *1 —Thalassiosira excentrica*; *2 — Coscinodiscus oculus-iridis*; *3 — Coscinodiscus marginatus*; *4 — Rhizosolenia hebetata*; *5 — Thalassiothrix longissima*; *6 — Radiolaria* sp.; неритические (*7—14*): *7 — Thalassiosira gravida*; *8 — Melosira arctica*; *9 — Chaetoceros* (споры); *10 — Thalassiosira hyalina*; *11 — Bacterosira fragilis*; *12 — Porosira glacialis*; *13 — Rhizosolenia seligera* (споры); *14 — Stenhanopyxis nipponica*; сублиторальные морские (*15—17*): *15 — Melosira sulcata*; *16 — Actinoptychus undulatus*; *17 — Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*; пресноводные: *18 — Synedra ulna*, *Navicula amphibolax*; *N. semen*, *Denticula elongatum*; *Cymbella heteropleura* и др.; третичные диатомовые (*19—23*): *19 — Thalassiosira zabelinae*; *20 — Th. usatzchevii*; *21 — Th. haynaldiella*; *22 — Pyxilla capul-avis*; *23 — Stephanopyxis* sp.

В зоне кремневых осадков Берингова моря одной из наиболее показательных является ст. 540 (широта 59°08′,1, долгота 178°37′,0, глубина 3638 *м*, длина колонки 1650 *см*) (рис. 1).

Как видно из рассмотрения литологического состава этой колонки и кривых изменения в них содержания аморфного кремнезема и $CaCO_3$, в истории Берингова моря периоды кремненакопления, подобные современному, когда шло отложение кремнистых (диатомовых) осадков с содержанием $SiO_{2\,аморф}$ более 30% или 10—30%, сменялись и периодами терригенного осадкообразования, когда содержание кремнезема в осадках снижалось до 2—5%. Так, в районе ст. 540 вначале (по колонке) до горизонта 130 *см* отлагались слабокремнистые осадки, затем, в интервале 180—1377 *см*, терригенные, и, наконец, кремнистые и слабокремнистые. Кроме того, заметны промежуточные незначительные увеличения и уменьшения содержания кремнезема. На том же рис. 1 показаны стратиграфические горизонты, установленные по диатомовому анализу.

Обращает внимание хорошее совпадение литологических и стратиграфических горизонтов, выделенных в этой колонке. Распределение аморфного кремнезема по вертикали возрастает в периоды межледниковья и падает во время оледенений. Ход кривой $CaCO_3$ показывает, что на протя-

жении отрезка четвертичного времени, которому соответствует колонка, карбонатность отложений сохранялась низкой; даже во время межледниковых потеплений здесь не происходило накопления хотя бы слабокарбонатных осадков.

Стратиграфические горизонты в колонке выделяются по данным диатомового анализа очень четко (подробности см. Жузе, 1962).

Интересно также очень четкое совпадение прослоев каменного материала ледового разноса с периодами оледенений, когда одновременно увеличивалось количество пирокластического материала.

Можно было бы привести для Берингова моря ряд других колонок, в которых литологические и стратиграфические показатели связаны еще более тесно. Для нас, однако, наиболее важно установить связь кремненакопления в геологическом прошлом с событиями ледникового времени. Это наглядно можно показать на основе сопоставления основных разрезов через Берингово море, где показаны основные стратиграфические горизонты, выделенные методом диатомового анализа для разных колонок, и вертикальное распределение кремнезема в тех же колонках (рис. 2).

На разрезе *I* от Командорских островов до м. Чукотского ясно видно, что мощность осадков 1 горизонта (голоцен) изменяется по разрезу с юга на север. Максимума она достигает в зоне современного кремненакопления Берингова моря — в его глубоководных котловинах — здесь она составляет 300 *см* при содержании кремнезема до 20—30% (в верхнем слое). Сверху вниз в пределах этого слоя идет быстрое падение содержания $SiO_{2аморф}$ до 5—10%.

На шельфе (Анадырский залив) полная мощность голоценовых отложений не пройдена, содержание кремнезема здесь лишь немногим превышает 10% в центральной части залива. На ст. 553, расположенной в фиорде (бухта Провидения), колонка длиной 350 *см* не прошла полной мощности

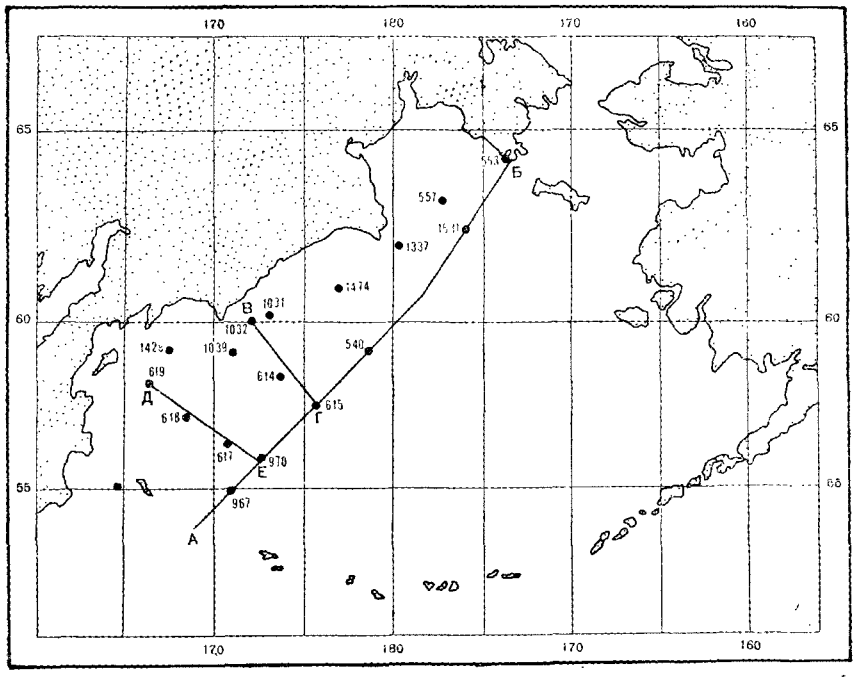
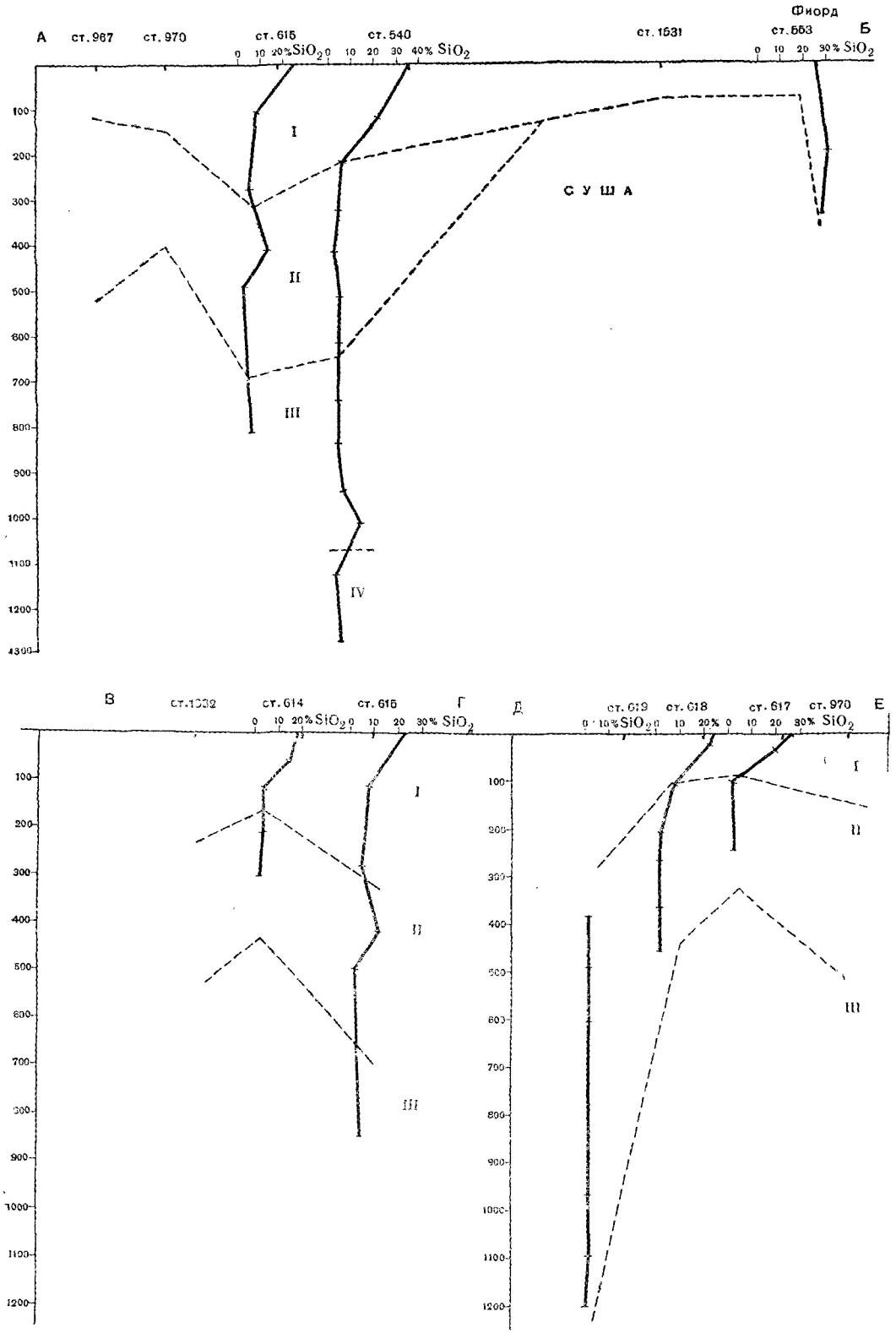


Рис. 2. Распределение аморфного кремнезема в толще донных осадков

а — положение разрезов; *б*—разрез от Командорских островов до Чукотского моря по линии *АБ*; Кривыми показано содержание аморфного кремнезема в колонках; *I* — голоцен; *II* — вюрм; зз и литологического исследования колонок). Слева показана длина колонок в сантиметрах. Ана



Берингова моря по основным стратиграфическим горизонтам

в — разрезы через глубоководные котловины моря по линиям *ВГ* и *ДЕ*
III — рисс-вюрм; *IV* — рисс (стратиграфические горизонты выделены по данным диатомового анали-
дырский залив в период вюрма в основной своей части был сушей

осадков плейстоцена. Содержание аморфного кремнезема в осадках фиорда достигает 25—30%; скорость кремненакопления здесь очень высока.

На разрезе *II* видно увеличение мощности слоя и содержания в нем кремнезема в правой части разреза — в глубоководной котловине, затем снижение мощности в районе ст. 614 и новое увеличение ее к области материкового склона (ст. 1032). К сожалению, определения содержания аморфного кремнезема на ст. 1032 еще не окончены.

Разрез *III* осложнен подводным хребтом Ширшова. Видно небольшое увеличение мощности первого слоя в правой части разреза, где содержание кремнезема достигает 25%, затем, на хребте мощность уменьшается до 100 *см* (против 200—300 *см* в глубоководных котловинах) и вновь резко возрастает к материковому склону, где достигает 300 *см*.

Второй слой (II горизонт) соответствует периоду оледенения. Во многих колонках отмечается промежуточный максимум в содержании $SiO_{2\,аморф}$, соответствующий, по-видимому, интерстадиалу (ирсорийское межледниковье США). Мощность отложений II горизонта в Беринговом море больше, чем отложений I горизонта, а содержание аморфного кремнезема повсеместно намного ниже — как правило, 2—5% и только в интерстадиале — до 12% (ст. 615).

В глубоководных котловинах мощность второго слоя составляет 3—5 *м*. На шельфе северной части Берингова моря в период межледниковья была суша, и морские осадки там не накапливались.

Как видно из разрезов *II* и *III*, в пределах центральных частей котловины Берингова моря мощность второго слоя была намного меньше, чем близ их периферии, где к процессам интенсивного смыва материала с осушавшихся шельфов прибавлялась еще деятельность ледников, широко распространенных в то время на западном побережье моря (Лисицын, 1965). На ст. 619 мощность II горизонта более 9 *м* (полностью не пройдена).

Только редкие колонки вошли в горизонт III. Его мощность в глубоководной котловине Берингова моря около 4 *м*, т. е. сопоставима с голоценом. Содержание кремнезема здесь было, однако, намного ниже, чем сейчас, только непродолжительное время оно поднималось до 12%, а большую часть миндель-рисского межледниковья находилось в пределах 5%. Климат тогда был, по-видимому, более суров, чем современный, условия кремненакопления были менее благоприятными.

Видимая мощность IV горизонта, соответствующего рисскому оледенению, около 2 *м*, содержание кремнезема меньше 5%.

Для Охотского моря также типична смена эпох кремненакопления и терригенного осадкообразования в колонках. Рассмотрим две наиболее характерные колонки: со ст. 911, расположенной в области максимальных концентраций аморфного кремнезема в современных осадках Охотского моря, и ст. 140 в южной котловине этого моря, также находящейся в зоне с содержанием аморфного кремнезема от 30 до 40% (Безруков, 1960).

Колонка ст. 911 (53° 00′,8 с. ш., 153° 53′,2 в. д., глубина 444 *м*) имеет длину 350 *см* (рис. 3). Кремнистые осадки (более 30% $SiO_{2\,аморф}$) занимают здесь верхние 100 *см* колонки (мелкоалевритовые илы), ниже лежат терригенные осадки (мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы), содержащие 4—8% $SiO_{2\,аморф}$.

Смена горизонтов отмечается и данными диатомового анализа по резкому исчезновению из комплекса диатомовых океанского типа, усилению роли неритических и особенно сублиторальных диатомовых, и появлению пресноводных диатомовых, связанных с ледовым покровом.

Эти изменения близки к тому, что отмечалось в Беринговом море.

Для глубоководной части Охотского моря, постоянно находившейся в зоне океанского комплекса фитопланктона, типична колонка со ст. 140 (47°26′,0 с. ш., 150° 16′,0 в. д., глубина 3355 *м*, длина колонки 2750 *см*)

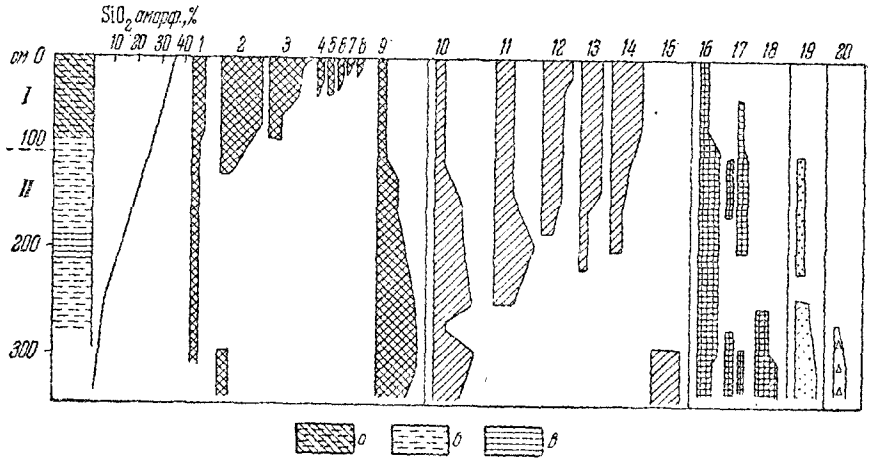


Рис. 3. Литологический состав, содержание аморфного кремнезема и видовой состав диатомовых водорослей (по Жузе, 1962) в колонке ст. 911 (материковый склон западной Камчатки) из Охотского моря

Литологический состав: *а* — мелкоалевритовый ил кремнистый и слабокремнистый; *б* — мелкоалевритовый ил терригенный; *в* — ил глинистый терригенный

Виды диатомовых: океанические (*1—9*): *1* — *Thalassiosira excentrica*; *2* — *Coscinodiscus marginatus*; *3* — *C. oculus-iridis*; *4* — *C. subtilis*; *5*—*C. tabularis*; *6* —*C. radiatus*; *7* — *Asteromphalus robustus*; *8* — *Actynoptychus bipunctatus*; *9* — *Rhizosolenia hebetata*; неритические (*10—15*): *10* — *Thalassiosira gravida*; *11* — *Bacterosira fragilis*; *12* — *Thalassiosira nordenskioldii*; *13* — *Th. hyalina*; *14* — *Chaetoceros furcellatus*; *15* — *Actinocyclus divisus* и др.; сублиторальные морские (*16—18*): *16* — *Melosira sulcata*; *17* — *Coscinodiscus lacustris*; *18* — *Actinoptychus undulatus*; пресноводные: *19* — *Eunotia praerupta*, *E. pectinalis*, *Pinnularia alata* и др. *20* — третичные (переотложенные)

(рис. 4). Здесь выделено пять горизонтов, отличающихся и литологически, и по комплексам диатомовых.

	Мощность, *см*
I горизонт сложен глинисто-диатомовыми илами с содержанием аморфного кремнезема до 35%, господствуют диатомовые океанского типа . . .	0—185
II горизонт представлен глинистыми и алевритово-глинистыми терригенными илами с содержанием кремнезема всего около 3,5%. Господствуют неритические диатомовые с большой примесью сублиторальных и пресноводных	185—590
III горизонт сложен глинистыми и алевритово-глинистыми илами с прослоями крупного алеврита. Содержание аморфного кремнезема возрастает до 5%, а в некоторых прослоях — даже более 10% — осадки становятся слабодиатомовыми. Преобладают диатомовые океанического комплекса	590—1050
IV горизонт сложен мелкоалевритовыми илами, бедными остатками диатомей, максимальное содержание аморфного кремнезема около 4, чаще 2—3%. В комплексе диатомовых преобладают снова холодноводные неритические с примесью сублиторальных	1050—1760
V горизонт (ниже 1700 *см* и до конца колонки, полная мощность не пройдена) определяется по преобладанию океанического комплекса диатомовых, которые распределены в мелкоалевритовых, алевритово-глинистых и глинистых слабодиатомовых илах.	

Таким образом, в колонке ст. 140 по вертикали наблюдаются три периода кремненакопления, которые, как и в Беринговом море, соответствуют теплым межледниковым периодам. При похолоданиях происходило резкое увеличение поступления осадочного терригенного материала, а также пеплового и ледового каменного.

Сходная картина чередования периодов кремненакопления в зависимости от изменений климата четвертичного времени наблюдается и в северной части Японского моря. Сопоставление всех данных по трем дальневосточным морям показывает одновременность и чрезвычайное сходство характера этих изменений (Безруков и Лисицын, 1957).

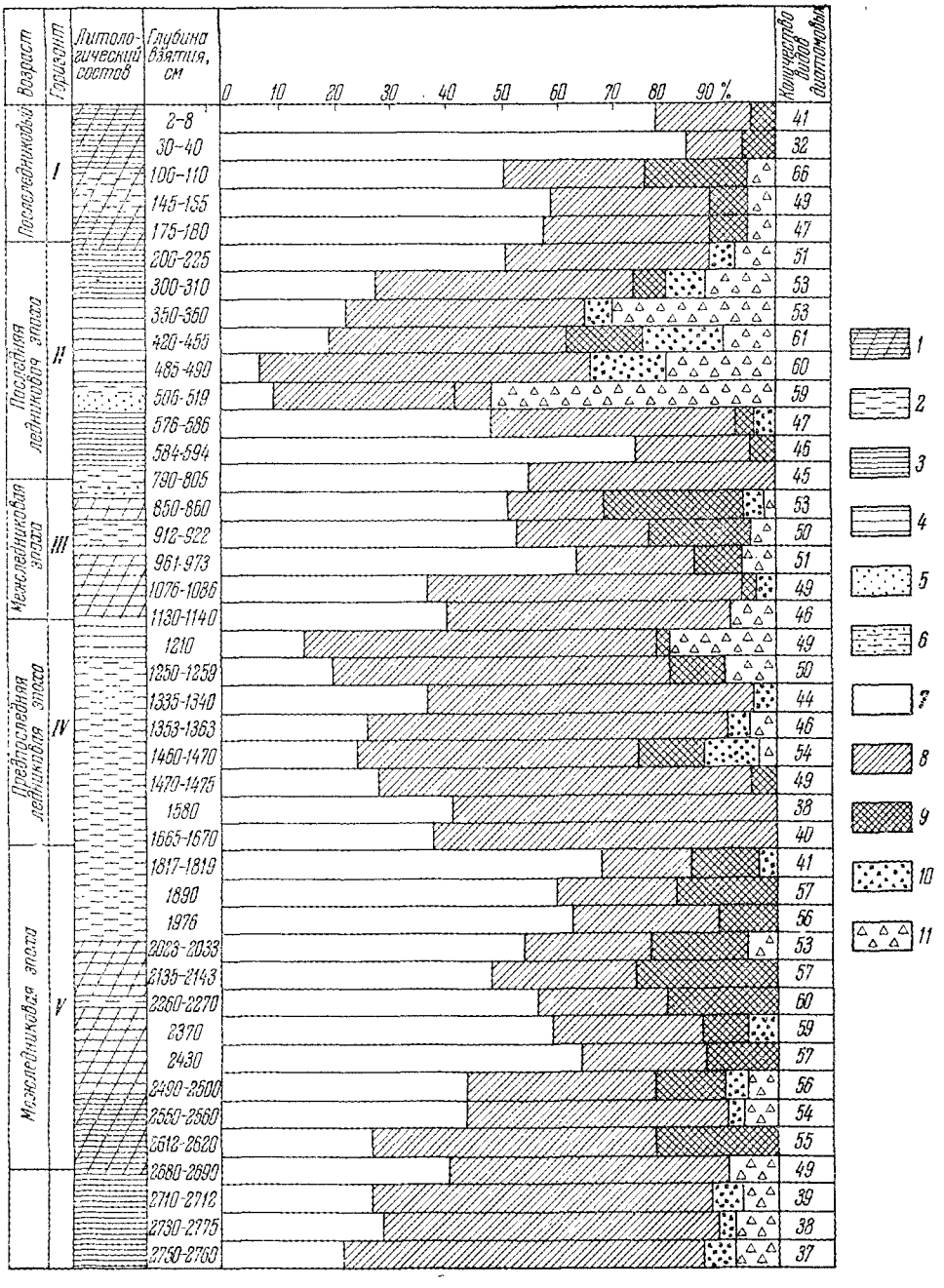


Рис. 4. Литологический состав и комплексы диатомовых для колонки ст. 140 из Охотского моря (по Жузе, 1962)

Литологический состав: *1* — илы глинистые слабокремнистые и кремнистые; *2* — илы мелкоалевритовые терригенные; *3* — илы глинистые терригенные; *4* — илы алевритово-глинистые терригенные; *5* — пески; *6* — алевриты

Комплексы диатомовых: *7* — океанические; *8* — неритические; *9* — сублиторальные морские; *10* — сублиторальные пресноводные; *11* — третичные

Северная часть Тихого океана

В кремневом поясе северной части Тихого океана наибольший интерес представляют колонки из областей с максимальной концентрацией кремнезема в современных осадках (10—30% $SiO_{2\,аморф}$).

К числу таких колонок могут быть отнесены колонки ст. 3163 (43°45′,7 с. ш., 156°, 34′,5 в. д., глубина 5430 *м*, длина колонки 12 *м*) из западного прикамчатского пятна слабокремнистых осадков и ст. 4112 (47° 32′,0 с. ш., 160° 03′ з. д., глубина 5158 *м*, длина колонки 297 *см*) из восточного пятна, протягивающегося в зал. Аляска.

В верхнем слое осадков ст. 3163 содержание аморфного кремнезема достигает 17,4%, что является для северной части Тихого океана очень значительной величиной. Как видно из рис. 5, 7, литологический состав колонки очень неоднороден — в ней имеются прослои вулканического пепла, примесь грубообломочного материала ледового разноса и, что особенно интересно для нашего исследования, наблюдается закономерное чередование терригенных бескремнистых и слабокремнистых осадков. Как и в толще осадков Берингова, Охотского и Японского морей, пики содержания кремнезема здесь, фиксирующие появление в разрезе слабодиатомовых осадков, соответствуют потеплениям, межледниковым и современной эпохам. Для этой колонки имеются данные по абсолютному возрасту (см. рис.7), определенные ониевым методом (Романкевич, 1964). Кроме того, выполнены диатомовые и фораминиферовые анализы.

Колонка со ст. 4112 из северо-восточной части Тихого океана показывает принципиально те же изменения в содержании кремнезема по вертикали (рис. 6). Максимальные его содержания здесь невелики — только в верхнем слое 10,3%. Данных по распределению кремнезема пока недостаточно, и потому дополнительные сведения могут быть получены из кривой количественного распределения диатомовых в донных осадках.

Как и в других колонках из северного пояса кремненакопления, здесь обнаруживается связь максимумов кремнезема с отложениями межледниковых эпох. Второе существенное обстоятельство — совпадение максимумов кремнезема и количественного распределения диатомовых.

Вместе с данными микроскопического изучения донных осадков это показывает, что доминирующее значение в кремненакоплении на протяжении всего четвертичного времени играли диатомовые водоросли, все другие организмы с кремневой функцией в пределах северного пояса кремненакопления, как и в современную эпоху, на протяжении четвертичного времени имели здесь ничтожное значение. Таким образом, преобладающая роль диатомовых в кремненакоплении в северном поясе сохраняется без изменений. Никакого значения другие формы поступления аморфного кремнезема, называемые некоторыми авторами (гели, вулканогенный кремнезем и др.) в дальневосточных морях и в северной части Тихого океана, не имели. Эти выводы подтверждаются детальными исследованиями более 100 колонок из Берингова, Охотского и Японского морей, а также из северной части Тихого океана.

Можно ожидать смещения границ северного океанского пояса кремненакопления на север или на юг в зависимости от климатических изменений.

Исследование колонок на меридиональных разрезах через северную часть Тихого океана показывает, что южнее современной границы северного кремневого пояса кремненакопление на значительное расстояние никогда не распространялось, т. е. положение пояса было довольно стабильным. Колонки, взятые южнее границы пояса, не содержат прослоев кремнистого материала, а в тропической зоне диатомовые вообще полностью исчезают из колонок.

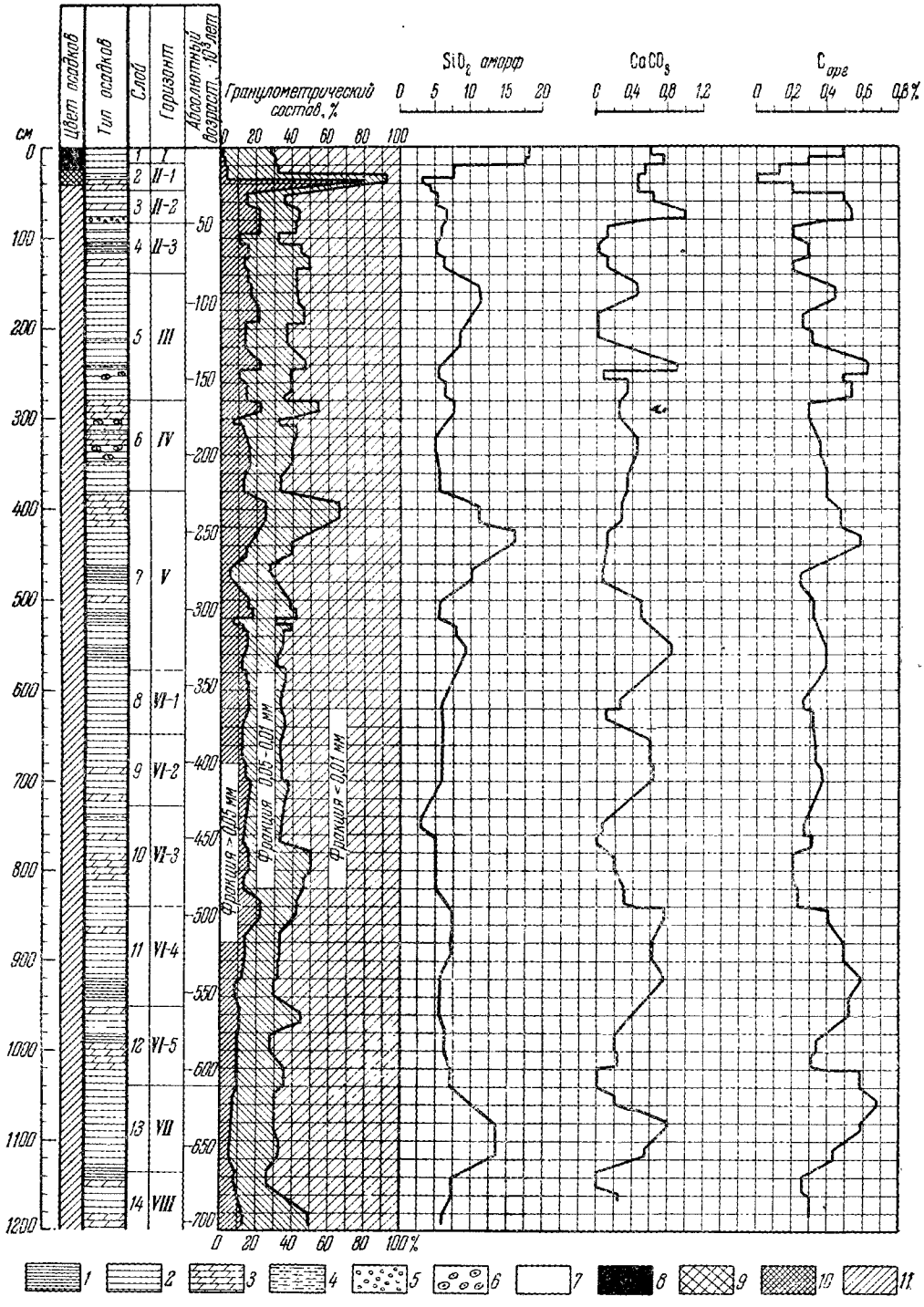


Рис. 7. Литология и содержание основных компонентов в осадках ст. 3163 из северо-западной части Тихого океана (Романкевич и др., 1964)

1 — глинистые илы (более 70% фракции мельче 0,01 *мм*); *2* — алевритово-глинистые илы (50—70% фракции мельче 0,01 *мм*); *3* — мелкоалевритовые илы; *4* — крупные алевриты; *5* — рассеянный гравийно-галечный материал, перенесенный льдами; *6* — участки, обогащенные алевритом; *7* — прослои вулканического пепла; *8* — темно-коричневые и коричневые илы; *9* — осадки светло-коричневые; *10* — осадки коричневато-серые; серые пятнистые; *11* — осадки серые и зеленовато-серые

Экваториальный пояс кремненакопления

В экваториальной зоне за последние годы получены довольно многочисленные колонки, причем особенно ценными являются длинные, взятые поршневыми трубками в шведской кругосветной экспедиции на «Альбатросе» 1947—1948 гг. (колонки длиной до 14 *м*), многочисленными американскими экспедициями, а также экспедициями СССР на «Витязе». Колонки, полученные на «Витязе», имеют длину до 10—12 *м*, причем среди них много колонок большого диаметра (внутренний диаметр грунтовой трубки 200 *мм*), что открывает большие возможности для стратиграфических и литологических исследований, определений абсолютного возраста осадков.

Через всю экваториальную зону от северного до южного тропика проходит восемь меридиональных разрезов, выполненных экспедициями Института океанологии АН СССР на «Витязе». Из них четыре выполнены в 34-м рейсе «Витязя», где широко использовалась поршневая трубка большого диаметра.

Данные зарубежных экспедиций по распределению кремнезема в колонках, к сожалению, отсутствуют. Имеются лишь определения количества некоторых видов диатомовых, причем обычно подсчитывались не все виды, а только некоторые, играющие роль индикаторов условий. Эти сведения при изучении вертикального распределения $SiO_{2\ аморф}$ могут быть использованы только как вспомогательный материал.

По рейсам «Витязя» окончены далеко не все аналитические определения, и многие заключения носят предварительный характер, однако полученный полевой и аналитический материал дает возможность уже и сейчас судить об основных закономерностях вертикального распределения SiO_2 в этой зоне.

В колонках из экваториальной области наблюдается местами чередование кремнистых и бескремнистых осадков. В нижних горизонтах некоторых колонок обнаружены исключительно чистые радиоляриевые илы, состоящие почти целиком из панцирей радиолярий. Подобных отложений нигде в современном слое осадков Тихого океана не встречается. Таким образом, условия для накопления радиоляриевых осадков антропогена были более благоприятными, чем в настоящее время.

Количество диатомовых водорослей также меняется по вертикали. В глубинных горизонтах колонок слабодиатомовые осадки появляются там, где в настоящее время идет накопление только бескремнистых глубоководных глин. Основную роль в образовании этих прослоев играют не этмодискусовые диатомовые, а виды экваториального комплекса, обычно с очень редкими остатками этмодискусов.

Что касается вертикального распределения этмодискусовых илов, встречающихся в поверхностном слое осадков отдельными пятнами, то здесь также имеются определенные закономерности. Прежде всего, этмодискусовые илы как в современных осадках, так и в колонках встречаются только в западной части Тихого океана: восточнее 160° в. д. они не обнаружены (за исключением только одной станции «Витязя» 4323 на 164° з. д.). Распространение этмодискусовых осадков связано с водами экваториального противотечения, в которых эти гигантские диатомовые обнаруживаются и во взвеси, и в планктонных ловах.

Количественное распределение остатков диатомовых и их видовой состав в колонках из экваториальной зоны изменяются по вертикали. Это явление наблюдается не только в диатомовых осадках, но и в осадках, бедных остатками диатомовых, например в красных глубоководных глинах.

На основе изучения колонок из экваториальной части Тихого океана В. В. Мухина (1963) смогла провести расчленение толщи красных глубоководных глин на четыре стратиграфических горизонта. Ранее Р. Кольбе (Kolbe, 1954, 1960) при изучении диатомовых в экваториальных

зонах Атлантического и Индийского океанов установил интересную изменчивость размеров панцирей одного и того же вида диатомовых по вертикали. Оказалось, что существуют горизонты с более крупными панцирями, которые закономерно сменяются горизонтами с теми же видами, но имеющими более мелкие панцири. Естественно предположить, что образование крупных панцирей связано с более благоприятными условиями для обитания водорослей. Г. Аррениус (Arrhenius, 1952) предположил, что образование горизонтов с крупными панцирями синхронно периодам оледенений, когда усиливалась океаническая циркуляция и подача питательных солей в верхние слои вод экваториальной зоны. На основании изменения размеров створок водоросли *Coscinodiscus nodulifer* была построена стратиграфия колонок шведской кругосветной экспедиции на «Альбатросе».

Таким образом, в экваториальной зоне кремненакопления Тихого океана, а также и в Индийском океане происходит значительная смена как общего содержания кремневого материала, так и комплексов организмов-кремненакопителей и их размеров по вертикали. Приведем фактические данные о вертикальном распределении и формах SiO_2 в колонках.

Радиоляриевые осадки в колонках

На ст. 5065 (16°21′,2 с. ш., 146°15′,1 з. д., глубина 5383—5340 *м*, длина колонки 340 *см*) была получена колонка, которая состояла из трех основных слоев: верхнего слоя красной глубоководной глины, ниже залегал переходный горизонт небольшой мощности, а под ним — значительный (больше 2 *м* мощностью) слой радиоляриевого осадка. Полная мощность этого слоя не пройдена (рис. 8).

Красная глубоководная глина из верхнего слоя мягкая с очень незначительной (менее 2%) примесью алевритового материала, главным образом пеплового (вулканическое стекло). Остатки кремнистой микрофлоры и микрофауны в этом слое полностью отсутствуют. Мощность этого слоя 84 *см*.

Ниже, на границе отложений с разными составом и структурой залегает переходный слой глинисто-радиоляриевого ила. Это коричневато-серый осадок с мраморовидной текстурой, обусловленной чередованием коричневато-серого и коричневого материала. Содержание радиолярий возрастает от 10—20% в верхней части переходного слоя до 30—40% в его нижней части. Минеральные зерна, как и в красной глине, крайне редки. Мощность переходного слоя 26 *см*.

Ниже по постепенной границе с изменением состава и структуры залегает крупноалевритовый радиоляриевый осадок, коричневый, имеющий на срезе поверхность, сходную с поверхностью наждачной бумаги или бруска. В пределах монотонной толщи алеврита встречаются отдельные линзочки и пятна более светлого радиоляриевого материала. Под микроскопом было установлено, что количество радиолярий возрастает в пределах этого слоя от 60—70% в верхней части до 70—95% в нижней.

В нижней части колонки также больше целых панцирей радиолярий, вследствие чего структура осадка делается более крупнозернистой, алеврит постепенно переходит в мелкопесчаный органогенный осадок. Установленная мощность радиоляриевого осадка на этой станции 228 *см*.

На соседней ст. 5067 пробы получить не удалось, а на следующей по разрезу в сторону экватора ст. 5069 в колонке длиной 280 *см* обогащения радиоляриями не обнаружено.

На ст. 5127 (12°44′,7 с. ш., 154°04′,4 з. д., глубина 5324 *м*) (рис. 9) была получена колонка (длина 170 *см*) с обогащением радиоляриями.

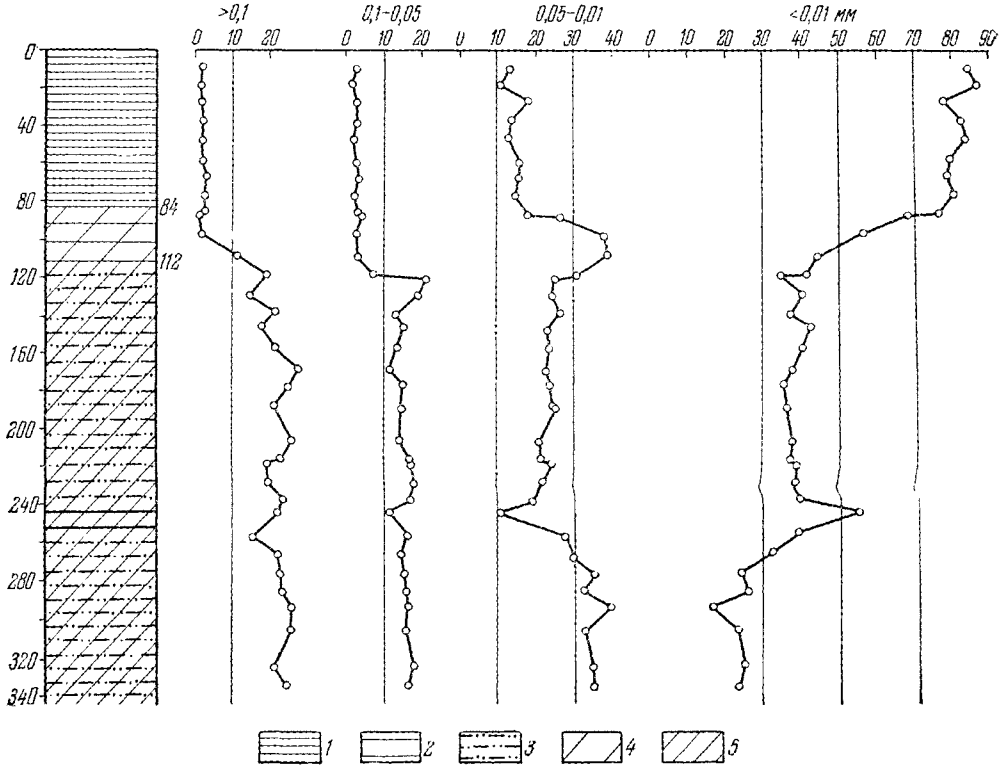


Рис. 8. Литологический состав и содержание аморфного кремнезема в колонке со ст. 5067 из экваториальной зоны Тихого океана

Литологический состав: *1* — илы пелитовые бескремнистые (красная глубоководная глина); *2*—алевритово-пелитовые; *3*— алевриты радиоляриевые, с примесью песчаного материала; *4* — содержание аморфного кремнезема 5—10%; *5* — содержание аморфного кремнезема > 10%

Верхние 60 *см* этой колонки были сложены красной глубоководной глиной без радиолярий или других остатков микрофауны и микрофлоры. Алевритового материала здесь крайне мало (1—2%) и состоит он главным образом из микроконкреций железо-марганцевого состава.

По резкой границе с изменением состава и цвета осадка ниже горизонта 60 *см* залегает следующая пачка, очень близкая к описанной на ст. 5065. Здесь под красной глиной залегает радиоляриевый алеврит, в котором алеврито-песчаная фракция составляет около 90% осадка и состоит почти исключительно из радиолярий, а также незначительного количества диатомовых водорослей, отдельных спикул губок. Некоторые панцири радиолярий заполнены глинистым веществом. Пройденная мощность радиоляриевого слоя 110 *см*, его нижняя граница не достигнута в связи с исключительной плотностью осадка. Вполне возможно, что радиоляриевые слои являются уже не четвертичными, а третичными отложениями, поскольку определения абсолютного возраста, выполненные на ст. 5128 для горизонта 16—19 *см*, дали результат 500 000 лет; отсюда горизонт 60 *см*, ниже которого начинаются радиоляриевые осадки, соответствует времени более чем 1 млн. лет, т. е. выходит за пределы антропогена.

На ст. 5139 (00°01′,1 ю. ш., 175°55′,7 з. д., глубина 5069 *м*, длина колонки, полученной трубкой большого диаметра, 780 *см*) почти на самом экваторе был обнаружен самый мощный слой радиоляриевых осадков — более 6,4 *м*.

В слое 0—140 *см* распространена красная глубоководная глина с микроконкрециями и очень незначительным количеством остатков кремнистых организмов (диатомовые и радиолярии).

Ниже, с горизонта 140 *см*, отделенные резкой границей, фиксирующей смену структуры, цвета и состава осадков, залегают радиоляриевые алевриты. Это бурый осадок, местами с белесыми пятнами. Окраска его и содержание в нем радиолярий меняются

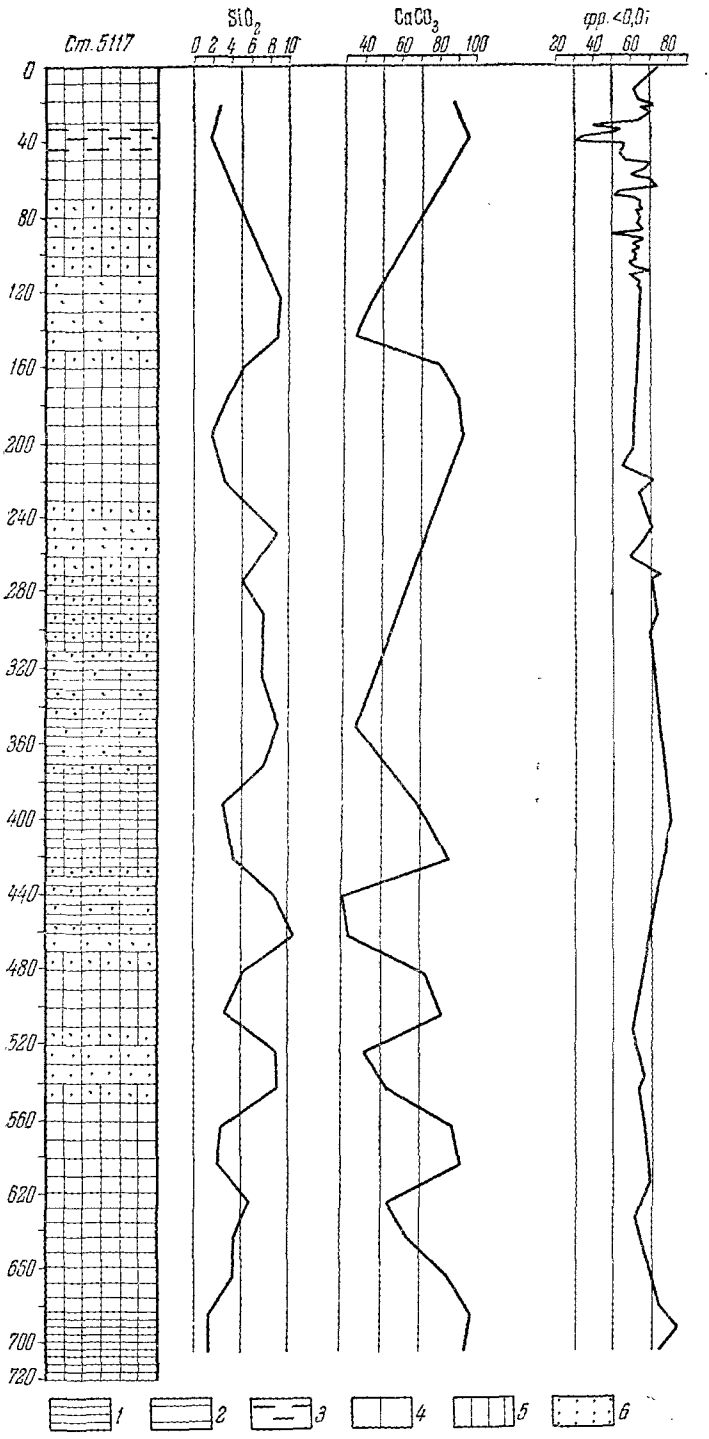


Рис. 9. Литологический состав и содержание аморфного кремнезема в колонке со ст. 5117 из экваториальной зоны Тихого океана

Гранулометрический состав: *1*—пелитовый ил; *2*—алевритово-пелитовый ил; *3* — мелкоалевритовый ил

Вещественный состав: *4* — карбонатные осадки (30—50% $CaCO_3$); *5* — сильнокарбонатные осадки (50% $CaCO_3$); *6*—осадки, обогащенные радиоляриями и диатомеями (5—10% аморфного кремнезема)

в пределах слоя. В верхней части радиолярии, представленные в основном обломками, составляют 20—30% осадка. С горизонта 250—300 *см* количество их возрастает до 50—70% и более, и осадок из глинисто-радиоляриевого (слабокремнистого) становится радиоляриевым. Меняется не только механический состав осадка, но и поверхность среза колонки: от творожистого среза в верхней части радиоляриевого горизонта, где основная часть панцирей раздроблена, она превращается в поверхность бруска, типичную для слоев с целыми панцирями. На горизонтах 530—536 и 546—548 *см* в толще радиоляриевого осадка встречаются прослои черного грубого крупнопесчаного пирокластического материала.

В других колонках, полученных в 34-м рейсе «Витязя» из экваториальной зоны, также наблюдается обогащение некоторых горизонтов радиоляриями, однако содержание их, как правило, не превышает 5% осадка.

В многочисленных колонках, полученных из северной и южной частей Тихого океана, радиоляриевые осадки нигде обнаружены не были.

Таким образом, на протяжении основной части четвертичного времени, а по ряду колонок также и третичного, радиоляриевые осадки формировались только в экваториальной зоне. Нигде в колонках они не обнаружены вне полосы 20 с. ш.— 20° ю. ш. Чаще всего радиоляриевые илы встречаются в центральной и восточной частях экваториальной зоны, намного реже — в западной части, где большое значение приобретают этмодискусовые диатомовые илы.

В экваториальной зоне Индийского океана радиоляриевые илы отмечались и в колонках вне зон распространения современных радиоляриевых отложений (Безруков, 1964*а*, *б*). Здесь наблюдалось чередование по вертикали радиоляриевых илов и красных глубоководных глин, а в некоторых случаях — и карбонатных осадков или даже терригенных серо-зеленых глин.

На рис. 18 показана часть разреза Антарктида-Индия, проходящая в экваториальной зоне кремнистых радиоляриевых осадков. Здесь были получены пробы со станций 310 (14°12′ ю. ш., 97°03′,8 в. д., глубина 4761 *м*, длина колонки 342 *см*) и Г-74 (глубина 4750 *м*, длина колонки 137 *см*). В этих колонках чередуются по вертикали красные глубоководные глины и карбонатные осадки. Те и другие содержат значительное количество кремнистого материала и по содержанию $SiO_{2\,аморф}$ обычно являются слабокремнистыми (ст. 310) или слабокремнистыми и в некоторых прослоях кремнистыми (ст. Г-74).

Таким образом, на протяжении времени накопления осадочной толщи, пройденной этими колонками, экваториальный пояс кремнистых радиоляриевых осадков Индийского океана, как и в Тихом океане, сохраняется. Как велико это время?

Скорость осадконакопления для верхнего слоя (0—15 *см*), определенная по С-14, колеблется от 0,2 до 0,7 *см* в 1000 лет (для осадков естественной влажности), а в среднем 0,5 *см* в 1000 лет (Старик и Жарков, 1961). Если эта скорость сохранялась постоянной на протяжении второй половины четвертичного времени, то колонка ст. 310 соответствует периоду накопления приблизительно в 600 000 лет.

Увеличение кремнистости по вертикали в этих колонках, по аналогии с колонками из Тихого океана, может быть связано с увеличением притока питательных солей в периоды оледенений, а понижение кремнистости — с ослаблением в межледниковье.

Кривая содержания кремнезема на ст. Г-74 дает в верхней части колонки (на горизонте 30 *см*) пик, типичный вообще для экваториальной зоны. Он связан с оледенением, и в одних случаях выражен довольно резко, в других — слабее.

Диатомовые осадки (без этмодискусовых)

Диатомовые в колонках из экваториальной зоны нигде не достигают столь высоких содержаний, как радиолярии, однако и их концентрация бывает заметно выше, чем в современных осадках этого пояса.

В колонке со ст. 5117 (00°03′,5 с. ш., 154°04′,5 з. д., глубина 4727 *м*, длина колонки 730 *см*) верхняя часть осадочной толщи в интервале 0—300 *см* сложена разными видами фораминиферового осадка — белого, голубоватого, желтого. В пределах слоя 300—390 *см* он сменяется темно-коричневым, почти черным пелитовым слабокремнистым илом с 10—15% диатомового материала и очень редкими включениями минеральных зерен. Ниже идет чередование карбонатных и слабокарбонатных осадков, в которых содержание аморфного кремнезема не превышает 5%.

На расположенной несколько севернее экватора ст. 5120 (01°47′2 с. ш., 154°16′, 8 з. д., глубина 4710 *м*) была получена колонка (длина 224 *см*), в которой в пределах слоя 31—198 *см* обнаружено обогащение осадка диатомовыми. Выше и ниже этого слоя залегают карбонатные осадки. Слой, обогащенный диатомовыми, также карбонатный, он имеет светло-серую окраску и мраморовидную текстуру. Диатомовые распределены в этом слое неравномерно: они сконцентрированы как бы гнездами, отличающимися по окраске и составу от окружающего осадка.

Большой интерес представляет колонка со станции «Витязя» 3802 (3°17′ю. ш., 172° 52′,4 з. д., глубина 5300 *м*, длина колонки 266 *см*, рис. 10). В верхнем слое здесь залегает слабокремнистый глинистый ил типа красной глубоководной глины (около 10% аморфного кремнезема). На горизонте 10—40 *см* он сменяется красной глубоководной глиной с содержанием аморфного кремнезема 7—8%, а ниже глина вновь становится слабокремнистой — средние содержания от горизонта 60 *см* и до самого низа колонки от 10 до 12%. При визуальном описании складывается впечатление о резком повышении количества радиолярий ниже горизонта 130 *см*, связанное с тем, что ниже этого слоя возрастает количество целых панцирей, выше же преобладает радиоляриевый детрит.

Для этой станции, кроме определения содержания аморфного кремнезема, было подсчитано количество панцирей кремневых организмов — диатомовых, радиолярий и силикофлагеллят — в 1 *г* осадка по всей длине колонки (табл. 1), а также выделены биостратиграфические горизонты методами диатомового анализа (рис. 10). Удалось выделить четыре горизонта, соответствующих двум эпохам оледенения, межледниковой эпохе и голоцену.

Из сопоставления данных по количественному распределению диатомовых можно видеть, что их содержание в нижних, наиболее древних слоях возрастает сравнительно с верхним слоем в 2—4 раза. Количество радиолярий и силикофлагеллят в пределах колонки меняется мало. В четвертом слое содержание радиолярий падает одновременно с увеличением количества диатомовых водорослей.

Из сопоставления количества кремнистых организмов в осадке с данными о содержании $SiO_{2аморф}$ видно, что прямой зависимости между ростом содержания диатомовых и концентрацией кремнезема в колонках, как и в поверхностном слое осадков, нет. В колонке со ст. 3802 картина усложняется еще присутствием значительного количества радиолярий и кремневых жгутиковых. Обогащение осадков кремнеземом здесь идет за счет одновременной деятельности всех трех основных групп планктонных организмов-кремненакопителей — диатомовых, силикофлагеллят и радиолярий. Наибольшую роль играют радиолярии и диатомовые, и поэтому такие осадки мы называем тропическими диатомово-радиоляриевыми слабокремнистыми илами.

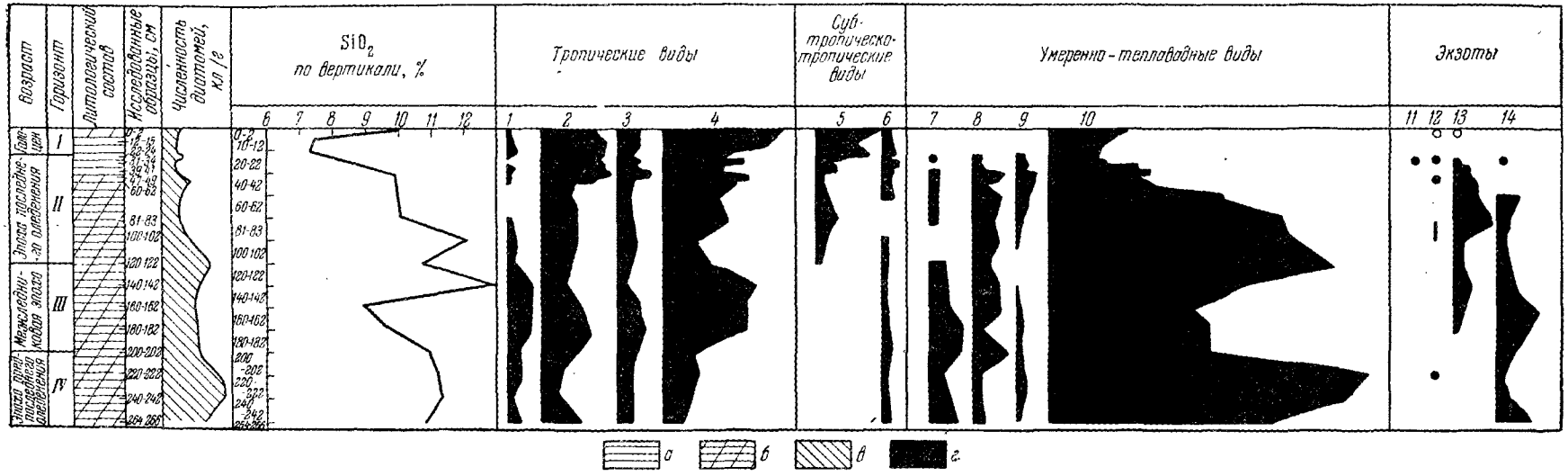


Рис. 10. Литологический состав, содержание аморфного кремнезема и виды диатомовых водорослей в колонке со ст. 3802 из экваториальной части Тихого океана (Мухина, 1963)

Литологический состав: *а* — глинистые бескремнистые илы; *б* — глинистые кремнистые и слабокремнистые илы

Численность диатомей: *в* — 1 см соответствует 10 млн. кл. в 1 г осадка; *г* — 1 см соответствует 4%

1 — *Actinocyclus ellipticus*; *2* — *Coscinodiscus nodulifer*; *3* — *Hemidiscus cuneiformis*; *4* — *Rhizosolenia bergonii*; *5* — *Pseudoeunotia doliolus*, *6* — *Roperia tesselata*; *7* — *Fragilariopsis antarctica*; *8* — *Fr. australis*; *9* — *Rhizosolenia styliformis*; *10* — *Thalassionema nitzschioides*; *11* — *Coscinodiscus lewisianus*; *12* — *Liriogramma hustedtii*, *L. pettersonii*; *13* — *Rhizosolenia praebergonii*; *14* — *Thalassiosira convexa*

Таблица 1

Численность диатомей, силикофлагеллят и радиолярий в 1 г осадка на станциях 3802 (а) и 3797 (б), экваториальная зона (Мухина, 1963)

Биостратиграфические горизонты	а				б			
	исследованные образцы; *см*	диатомеи	силикофлагелляты	радиолярии	исследованные образцы; *см*	диатомеи	силикофлагелляты	радиолярии
		млн. *кл/г* осадка				млн. *кл/г* осадка		
Голоцен, I	0—2	7,3	0,4	5,1	2—10	9,7	0,7	8,1
	12—15	6,3	0,6	10,8	12—20	13,7	0,5	4,8
	22—24	7,4	1,4	8,6				
	25—27	9,8	1,0	8,9				
	27—29	6,9	1,3	8,5				
	31—33	5,7	1,0	7,3				
Эпоха последнего оледенения, II	35—37	7,4	1,0	7,1				
	39—41	8,1	0,8	10,2				
	43—45	10,7	0,9	9,1				
	47—49	13,0	0,7	10,1				
	60—62	8,5	0,8	5,1	62—64	23,5	1,8	8,5
	81—83	8,6	0,6	3,8	86—90	18,8	1,3	8,7
	100—102	12,9	0,7	3,5	122—124	19,5	1,3	9,3
	120—122	22,3	0,6	7,6	142—144	18,7	1,9	9,6
Межледниковая эпоха, III	140—142	17,3	1,0	7,1	168—170	18,9	1,8	9,8
	160—162	15,1	1,3	11,5	187—189	20,3	1,7	8,6
	180—182	17,6	0,7	9,0	202—204	21,3	2,3	11,0
	200—202	18,4	1,3	9,7	228—230	22,8	1,1	7,8
Эпоха предпоследнего оледенения, IV	220—222	28,2	0,8	5,7	248—250	19,8	1,8	9,8
	240—242	29,6	0,9	3,2	267—269	20,4	2,2	10,6
	264—266	21,8	0,9	5,3	287—289	23,9	7,6	9,2
					298—300	24,7	5,9	9,6

Важно заметить, что колонка со ст. 3802 проходит толщу четвертичных осадков (до эпохи предпоследнего оледенения) близ осевой части экваториальной зоны кремненакопления. В отличие от северного пояса кремненакопления, здесь нет больших перерывов в отложении кремнезема. Отмечается только небольшое снижение и увеличение его концентрации в осадках, причем на протяжении всей колонки колебания очень невелики — всего около 5% $SiO_{2\,аморф}$.

Сопоставление численности диатомей с размерами панцирей *Coscinodiscus nodulifer* показывает, что с ростом размеров панцирей симбатно возрастает и общее количество диатомей (рис. 11). Таким образом, большие размеры панцирей этой водоросли действительно соответствуют периодам, более благоприятным для развития диатомей. Такими были здесь периоды похолодания, связанные с оледенениями. Это дает возможность связывать стратиграфию донных осадков экваториальной зоны, установленную по размерам панцирей (для зарубежных экспедиций), с определениями методом полного диатомового анализа (экспедиции на «Витязе»).

Симметрично ст. 3802 относительно экватора в северном полушарии располагается ст. 3797 (2°01′,5 с. ш., 172°32′,5 з. д., глубина 5328 *м*, длина колонки 300 *см*). Здесь верхний слой осадков сложен красной глубоководной глиной, содержащей 5,9% аморфного кремнезема, ниже слабокремнистые пелиты (10—12% $SiO_{2\,аморф}$) чередуются с бескремнистыми (5—9% $SiO_{2\,аморф}$).

Для колонки с этой станции также проведены определения численности диатомей, силикофлагеллят и радиолярий в 1 *г* сухого осадка (табл. 1).

А. П. Жузе выделяет здесь четыре стратиграфических горизонта, которые сопоставляются с соответствующими горизонтами колонки ст. 3802.

Из сопоставления этих двух колонок, расположенных близ оси экваториальной зоны кремненакопления Тихого океана, следует, что содержание кремнезема в них меняется по вертикали очень незначительно — всего на 5—7% (от 5 до 12%).

В современных осадках этих колонок содержание аморфного кремнезема меняется в тех же пределах: от 5,9% на ст. 3797 до 10,03% на ст. 3802. Отсюда ясно, что на протяжении голоцена, вюрма, рисс-вюрма и рисса условия накопления кремнистых диатомовых осадков в экваториальной полосе между 5° с. ш. и 5° ю. ш. менялись незначительно, а во второй половине антропогена они были близки к современным.

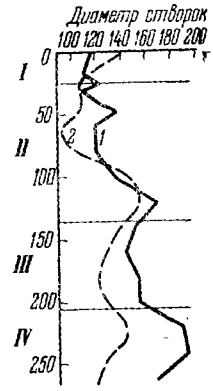


Рис. 11. Сопоставление численности диатомей в колонке со ст. 3802 (кривая *1*; Мухина, 1963) и размеров створок панцирей *Coscinodiscus nodulifer* (кривая *2*) в колонке 60 (Kolbe, 1954)

Этмодискусовые диатомовые осадки

Проба специфической разновидности экваториального диатомового осадка — этмодискусового ила — была получена в западной части тропической зоны Тихого океана на ст. 5165 (16°23′ с. ш., 159° 58′ в. д., глубина 5740 *м*, длина колонки, полученной трубкой большого диаметра, 830 *см*). Здесь на слое красной глубоководной глины залегает этмодискусовый ил. Осадок очень мягкий по всей длине слоя, зеленовато-серый, расплывающийся. Под микроскопом видно, что он почти целиком состоит из обломков панцирей экваториальной диатомовой *Ethmodiscus rex*. Видимая мощность этого слоя 110 *см*. Ниже до конца колонки лежит красная глубоководная глина с микроконкрециями без остатков микрофлоры и микрофауны.

С помощью эхолота слой этмодискусового ила на подстилающих красных глинах прослеживается очень четко. Его максимальная мощность достигает 10—12 *м*. Он был установлен на протяжении почти 100 *км* от ст. 5165. Диатомовый ил обнаружен на станциях 3725, 3727, 3728, 4000 и 4003 также в верхнем слое колонок (Петелин, 1960). Изучение диатомовых в колонке ст. 4000 (широта 9°03′,0 с. ш., 137°01′,0 в. д., глубина 7988 *м*, длина колонки 460 *см*) в слое этмодискусового ила по вертикали не показало никаких изменений в составе комплексов диатомей (Жузе, 1961). Полная мощность слоя этмодискусового ила больше 4,6 *м*.

В. П. Петелин (1960) указывает, что из области распространения красных глубоководных глин и карбонатных осадков экваториальной зоны было получено несколько проб, в которых, как показало микроскопическое исследование, этмодискусовым материалом обогащены также и глубинные слои колонок. Такие пробы были получены со станций «Витязя» 3678, 3709, 3724 и 3897.

В колонке осадков со ст. 3678 (3°53′, 9 с. ш., 148°06′, 0 в. д., глубина 4400 *м*) в известковистых осадках в пределах горизонта 19—121 *см* имеется прослой этмодискусового диатомового ила. Ил мягкий, творожистый, серый. Верхняя и нижняя границы с карбонатными осадками четкие.

На ст. 3709 (7°33′, 3 с. ш., 133°12′, 8 в. д., глубина 4320 *м*), расположенной также близ экватора, западнее ст. 3678, под глинисто-известковистым илом мощностью 7 *см* обнаружен горизонт диатомового ила (7—80 *см*), в верхней части чисто белого, внизу обогащенного карбонатным материалом. Ниже, как и в предыдущей колонке, залегает плотный известковистый ил.

В колонке со ст. 3724 (10° 18′, 4 с. ш., 128°42′,9 в. д., глубина 5710 *м*) в толще красной глины обнаружен прослой диатомового ила. Красной глубоководной глиной сложен верх колонки (горизонт 0—22 *см*), ниже залегает творожистый светло-серый, с желтоватым оттенком диатомовый этмодискусовый ил, в нижней части студенистый. Самый низ колонки также сложен красной глубоководной глиной.

На ст. 3997 (6°00′ с. ш., 135°24′,2 в. д., глубина 4885 *м*) под слоем красной глубоководной глины мощностью около 10 *см* залегает диатомовый этмодискусовый ил (горизонт 10—182 *см*). В верхней части он темно-серый мягкий, ниже сменяется зеленоватым и зеленовато-серым, а в самой нижней части слоя — коричневый. Ниже горизонта 182 *см* лежит серый глинистый ил.

Сопоставляя все эти колонки из западной части экваториальной зоны Тихого океана, можно найти между ними много общего.

Во всех разрезах диатомовый этмодискусовый ил залегает под 10 *см* красной глины или 7—20 *см* карбонатного или глинистокарбонатного осадка. Во всех случаях этмодискусовые илы обнаружены в пределах зоны современного распространения этмодискусов, а именно в западной части экваториальной зоны, однако в таких ее местах, где сейчас эти осадки не накапливаются.

Очень большой интерес представляет обнаружение этмодискусового ила в колонке донных осадков из района, расположенного намного восточнее ареала распространения современных этмодискусовых илов. По устному сообщению Н. С. Скорняковой, в пробах 29-го рейса «Витязя» на ст. 4323 (20°02′ с. ш., 164° 3′,9 з. д., глубина 5153 *м*) в колонке был обнаружен прослой мягкого упругого этмодискусового ила. Он залегал в слое 7—111 *см* и покрывался терригенным осадком, а под ним лежали красные глубоководные глины. Современных этмодискусовых илов в восточной части экваториальной зоны Тихого океана обнаружено не было.

Таким образом, как и для радиоляриевых осадков, в геологическом прошлом для накопления этмодискусовых илов были периоды более благоприятные, чем современные, и тогда этмодискусовые илы были распространены шире, чем сейчас. Такие периоды сменялись периодами, сходными с современными, когда образование илов ограничивалось отдельными понижениями дна в западной части океана.

Кремневый пояс южного полушария

До самого недавнего времени сведения о стратиграфии и литологии толщи четвертичных отложений на дне Южного океана ограничивались верхними 30—60 *см*. Еще Д. Меррей и А. Ренар (Murray and Renard, 1891), а затем Д. Меррей и Э. Филиппи (Murray and Philippi, 1908) и Э. Филиппи (Philippi, 1910) указывали на то, что местами для донных осадков Южного океана характерно залегание диатомовых илов на маринoгляциальных отложениях, а фораминиферовых илов — на диатомовых. Однако данных для определения возраста и синхронизации этих отложений с четвертичными разрезами и донными осадками северного полушария было совершенно недостаточно. Тем не менее уже эти указания представляли очень большой интерес, поскольку они говорят о том, что кремневая зона южного полушария в конце четвертичного времени испытывала смещения. Изучение положения основных границ в осадочной толще в более длинных колонках имело поэтому особенно большое значение.

Длинные колонки, полученные в 1—4-м рейсах Морской антарктической экспедиции АН СССР, имели очень сложное чередование айсберговых, диатомовых и фораминиферовых осадков, а также отложений всевозможных переходных типов на протяжении толщи до 16 *м* от поверхности дна. Систематический литологический анализ всех собранных мате-

риалов показал, что эти изменения совершенно закономерны, что тесная связь между распределением кремнистых осадков и положением зоны конвергенции сохранялась и на протяжении большей части четвертичного времени.

Зависимость осадконакопления от изменений климата проявляется в Южном океане через вызванное похолоданиями увеличение ледовитости, которое приводит к ряду последующих изменений, в том числе усилению стока холодных вод с шельфа. Одновременно усиливается компенсационный приток теплых глубинных вод в зоны дивергенции. Резкое увеличение темпа подъема глубинных вод должно вызывать одновременное смещение зоны конвергенции к северу, в сторону экватора. Подъем вод в антарктической зоне дивергенции усиливается еще прохождением через эту зону циклонов, которые движутся вокруг антарктического купола высокого давления и как бы подтягивают вверх глубинные воды в зонах низкого давления. При похолодании купол высокого давления Антарктиды расширяется, траектории циклонов смещаются в сторону экватора, что также должно вызывать смещение зоны дивергенции к северу. Резкое усиление циркуляции в антарктической зоне «оживляет» циркуляцию во всем океане, и особенно в его южной части, вплоть до экватора. На экваторе при этом должно происходить усиление экваториальной дивергенции, более интенсивный подъем глубинных вод, богатых биогенными элементами, что в конечном счете и создает благоприятные условия для развития фитопланктона, в особенности кремнистого.

Таким образом, при похолоданиях следует ожидать перестройки работы всего механизма динамического резервуара океана, перемещения основных планетарных зон жизни, возникновения бо́льших возможностей для использования потенциальных запасов питательных солей из глубинных вод.

При потеплениях циркуляция воздушных и водных масс, определяемая в основном термическими факторами, становится менее энергичной, поставка питательного материала в планетарные зоны жизни ослабевает, происходит их перемещение. На этом этапе геологической истории идет главным образом накопление биогенных элементов в глубинах океана, подготовка к их активному вступлению в сферу жизни при последующих оледенениях. Следовательно, можно говорить о неравномерности мобилизации запасов питательных солей океана в жизнедеятельности организмов, и в том числе кремненакопителей, не только в пространстве (в определенных климатических зонах), но и во времени (в основном в периоды оледенений).

Не простое понижение температуры и появление ледников в определенных районах суши, а перемещение основных гидрологических фронтов, степень интенсивности поставки питательных солей определяют продукцию фитопланктона на разных этапах четвертичной истории и, следовательно, темп поступления кремнистого материала в осадки.

Как уже указывалось при описании современных кремнистых осадков, в южном полушарии исключительно важное значение для их распределения имеет зона антарктической конвергенции — именно она является важнейшим рубежом, северной границей области кремненакопления. На этом рубеже происходит очень резкая смена кремнистых осадков карбонатными,—граница очень четкая, постоянная на протяжении года (ежегодное смещение менее чем на 100 *км* по широте). Зона конвергенции протягивается почти по параллели и опоясывает весь земной шар.

Резкая смена кремнистых осадков карбонатными в зоне конвергенции имеет большое значение для палеогеографии: это своеобразный природный кремнекарбонатный термометр, который отмечает положение зоны конвергенции во времени. При похолоданиях столбик этого термометра как бы опускается на юг, при потеплениях — поднимается в сторону экватора.

Поскольку уже указывалось, что не простые изменения температуры поверхностных вод, их солености, pH или других гидрологических характеристик, а именно поставка питательного материала в поверхостные слои океана есть важнейшее следствие климатических изменений, основа климатической зональности сейчас и в прошлом, то и смещение зоны конвергенции должно сопровождать основные изменения климата на протяжении четвертичного периода.

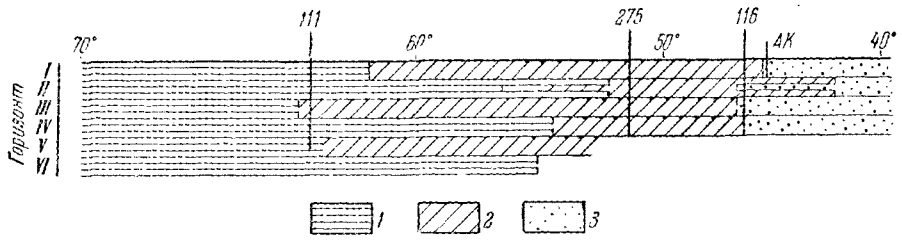


Рис. 12. Широтная климатическая зональность четвертичных осадков Антарктики, отражающая связь литологического состава осадков с основными климатическими изменениями четвертичного периода

1 — айсберговые терригенные осадки; *2* — диатомовые кремнистые осадки; *3* — фораминиферовые осадки. Римскими цифрами слева указаны номера стратиграфических горизонтов; *I* — голоцен-*II* — вюрм; *III* — рисс-вюрм; *IV* — рисс; *V* — миндель-рисс; *VI* — миндель.

Цифрами сверху показаны градусы южной широты; а также номера станций с показательные распределением осадков по вертикали. *АК* — антарктическая конвергенция в современную эпоху (Лисицын, 1960)

Эти рассуждения подтверждаются всем фактическим материалом по изучению литологии и стратиграфии длинных колонок из Южного океана. Литологические исследования показали, что в распределении четвертичных осадков в южном полушарии существует четкая климатическая зональность (Лисицын, 1960). Удается выделить несколько горизонтов, залегающих ниже современных (послеледниковых) отложений (рис. 12)

Для голоценовых и современных отложений выделяются три основных зоны (с юга на север): айсберговые у берегов Антарктиды, диатомовые в субантарктической зоне и карбонатные к северу от зоны конвергенции в умеренных и теплых водах.

Ниже верхнего слоя залегает толща с аналогичной широтной сменой осадков, однако все границы оказываются смещенными в сторону экватора (горизонт II). Смещение границы айсберговые — кремнистые и кремнистые — фораминиферовые синхронно и связано с похолоданием, которое вызвало расширение зоны айсберговых осадков и смещение зоны конвергенции к северу.

Еще ниже залегает слой (III горизонт), в период накопления которого климат был даже несколько более теплым, чем в настоящее время. Все основные границы сдвинуты по сравнению с границами осадков II горизонта на юг, к берегам континента.

Еще глубже колонками вскрыт IV горизонт, также соответствующий похолоданию, но с меньшей амплитудой смещения границ, чем в период последнего оледенения (II горизонт).

Рассмотрение генеральной схемы четвертичного осадкообразования в Южном океане показывает, что в колонках, полученных на разных широтах, можно ожидать очень разнообразного чередования осадков. Так, к югу от 65° ю. ш. колонки целиком должны проходить только в айсберговых осадках, никакого чередования отложений здесь ожидать не приходится. Накопление айсберговых осадков не прекращалось здесь на протяжении всего четвертичного периода, так как Антарктида не освобождалась от льда и в периоды межледниковья (Лисицын, 1960).

Колонки, взятые на 60° ю. ш., должны пройти через слой диатомовых илов в толщу айсберговых осадков (II горизонт), затем снова войти в диатомовые осадки (III горизонт) и опять в айсберговые (IV горизонт). Самая длинная колонка проникнет еще в диатомовые илы V горизонта и айсберговые VI горизонта.

Колонка, взятая на 50° ю. ш., целиком будет находиться в зоне кремнистых осадков, на 45° ю. ш. пройдет только толщу кремнистых осадков, чередующихся с карбонатными, а на 40° ю. ш. и севернее полностью будет сложена карбонатными отложениями. Эта принципиальная схема была построена мной на основании изучения всего литологического материала и подтверждена более поздними стратиграфическими определениями (Лисицын, 1960). Она показывает смещение пояса кремненакопления южного полушария в антропогене.

Для примера рассмотрим литологический состав и содержание аморфного кремнезема в трех колонках, взятых из основных климатических зон южного полушария,— айсберговой (ледовая зона), диатомовой (субантарктическая) и фораминиферовой (умеренная и субтропическая).

Положение этих колонок на основном разрезе широтной климатической зональности показано на рис. 12.

Колонка на ст. 111 (64°24′,6 ю. ш., 92°52′,3 в. д., глубина 2825 *м*, длина колонки 16,5 *м*) получена из области распространения айсберговых осадков (рис. 13). На всем протяжении колонка сложена терригенными осадками с малым содержанием остатков диатомовых. Только на горизонте 300—320 *см* содержание кремнезема несколько возрастает и терригенные осадки сменяются слабокремнистыми,— это соответствует III литологическому горизонту южной периферии кремнистого пояса в вюрме.

Колонка со ст. 275 (52°45′, 3 ю. ш., 62°19′, 4 в. д., глубина 4746 *м*, длина колонки 145 *см*) (рис. 14) находится по всей длине в диатомовых осадках. Содержание аморфного кремнезема в поверхностном слое этой колонки максимальное для известных в настоящее время современных осадков Мирового океана — 72,69%. Вниз по разрезу наблюдаются незначительные колебания в содержании кремнезема с минимальным значением 53,98%. Следовательно, осадки на протяжении всей колонки являются сильнокремнистыми. На горизонте 80 *см* концентрация кремнезема здесь почти такая же, как и на поверхности,— 72,84%. Более длинные колонки, полученные из осевой части кремневой зоны, также показывают сохранение кремнистых осадков по вертикали вплоть до самых нижних их горизонтов.

Таким образом, в отличие от северного, в южном полушарии кремненакопление в осевой части кремневой зоны не прерывалось на протяжении всего четвертичного периода; колебания испытывали только периферические части зоны: она смещалась то к северу, то к югу относительно средней, осевой, полосы.

Близ северной границы зоны кремненакопления была получена колонка со ст. 116 (57°40′,0 ю. ш., 79°19′,0 в. д., глубина 1615 *м*, длина колонки 300 *см*) (рис. 15). Здесь верхние два слоя (I и II горизонты) сложены кремнистыми осадками, ниже содержание кремнезема быстро падает одновременно с резким ростом карбонатности — кремнистые осадки сменяются карбонатными. Только в самом низу колонки (VI горизонт) вновь появляются слабокремнистые осадки. На литологическом разрезе колонки показаны также основные стратиграфические горизонты, выделенные по данным диатомового анализа. Литологические горизонты в этой колонке, как обычно и в других, хорошо совпадают со стратиграфическими, и она может быть доказательством правильности схемы климатической зональности осадконакопления в четвертичный период.

Иллюстрацией принципов выделения стратиграфических горизонтов методами диатомового анализа может служить колонка со ст. 256

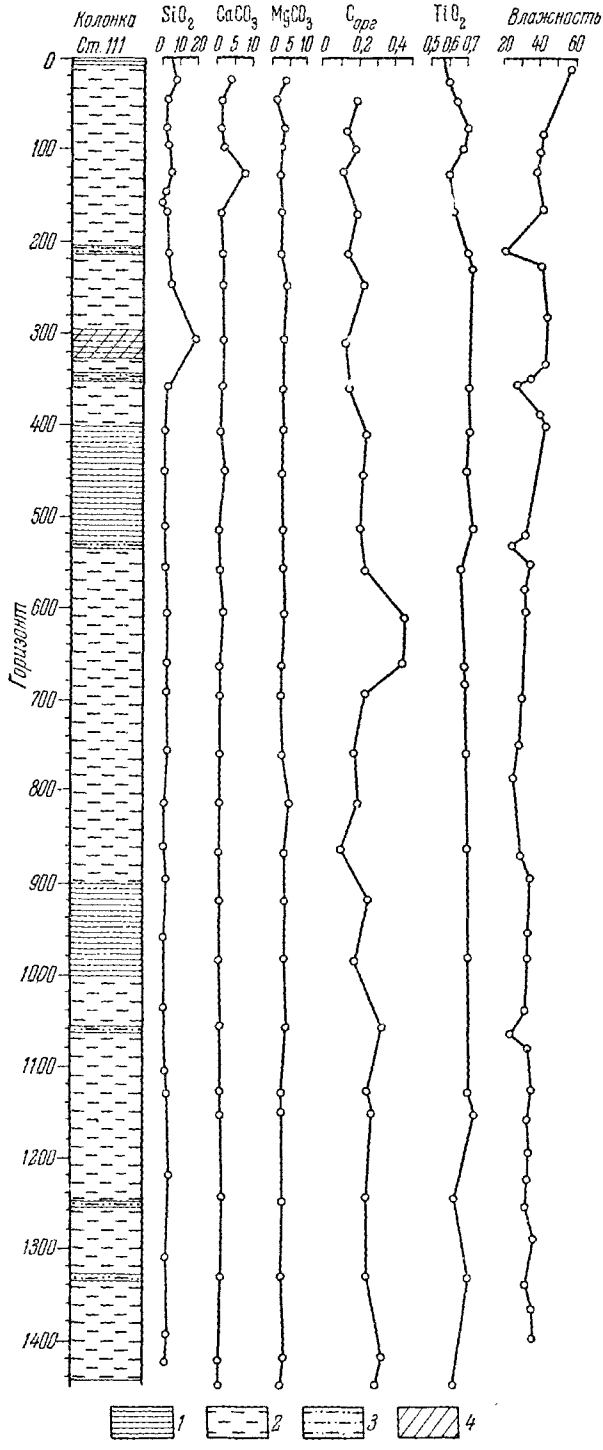


Рис. 13. Литологический состав, содержание аморфного кремнезема и других компонентов донных осадков в колонке со ст. 111 из зоны айсберговых осадков Южного океана.

Литологический состав: *1* — илы глинистые; *2* — илы мелкоалевритовые, *3* — алевриты крупные; *4* — слабокремнистые осадки (от 10 до 30% аморфного кремнезема). Цифрами слева обозначена длина колонки в сантиметрах

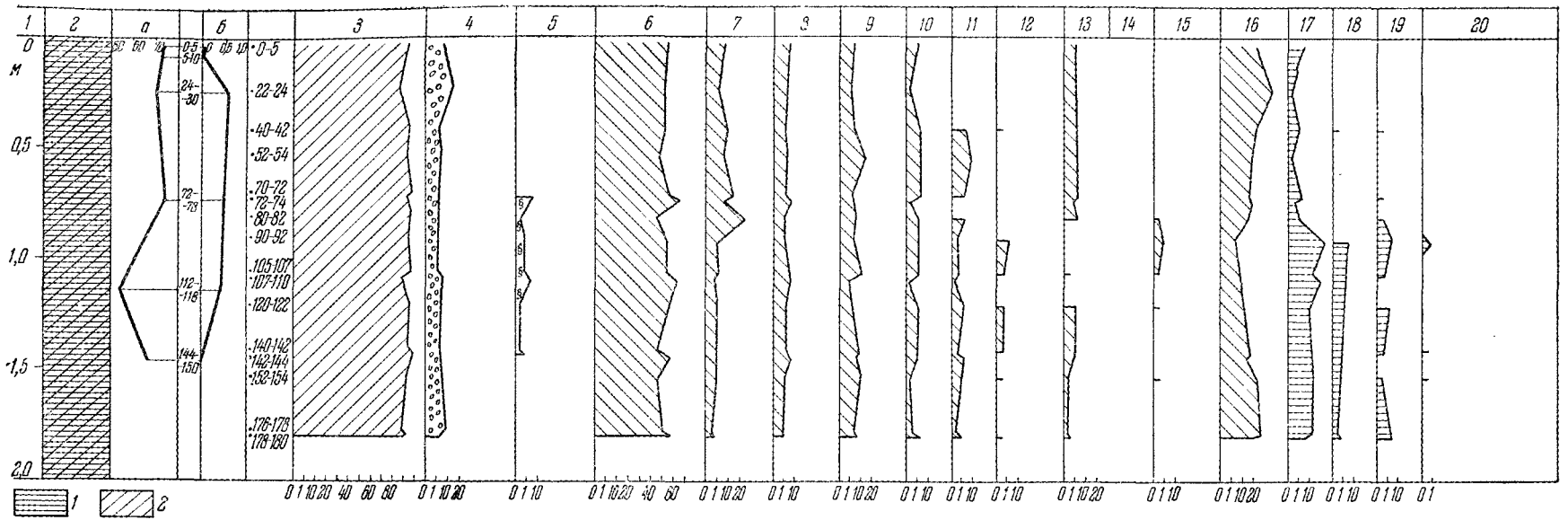


Рис. 14. Литологический состав, содержание аморфного кремнезема (*а*, в %), $CaCO_3$ (*б*, в %) и комплекс диатомовых в донных осадках в колонке со ст. 275 из зоны диатомовых осадков

Литологический состав: *1* — ил глинистый (свыше 70% фракции больше 0,01 *мм*); *2* — сильнокремнистые осадки (более 50% аморфного кремнезема).

Процентное соотношение всех органогенных элементов: *3* — диатомовые водоросли; *4* — радиолярии; *5* — спикулы губок.

Морская флора диатомовых четвертичного возраста. Океанические виды субантарктической зоны: *6* — *Coscinodiscus lentigiosus*; *7* — *Coscinodiscus tabularis*; *8* — *Thalassiotrix antarctica*; *9* — *Fragilariopsis antarctica*; *10* — *Asteromphalus parvulus*; *11* — *Thalassiosira excentrica*; *12* — *Rhizosolenia simplex*; *Styliformis bidens*; *13* — *Coscinodiscus curvatulus*; *14* — *Hemidiscus karsteni*; *15* — *Coscinodiscus marginatus*; *16* — *Schimperiella antarctica*. Неритические виды субантарктической зоны: *17* — *Eucampia balaustium*; *18* — *Charcotia actinochilus*; *19* — *Coscinodiscus oculoides*; *20* — *Biddulphia weissflogii*

(42°54′, 0 ю. ш., 20°06′ в. д., глубина 4992 *м*, длина колонки 1078 *см*) (рис. 16,17). Она расположена севернее зоны конвергенции, по крайней периферии кремневой зоны: Содержание $SiO_{2аморф}$ по всей колонке очень незначительно — в пределах 1—2%. Ясно, что эта колонка находится за

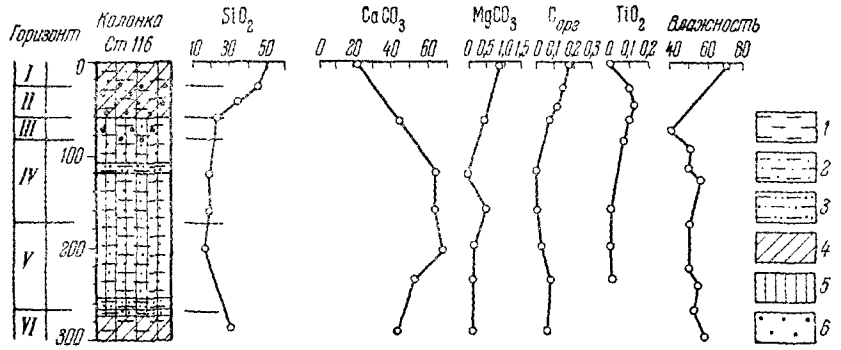


Рис. 15. Литологический состав, содержание аморфного кремнезема и других компонентов осадков (в %), основные стратиграфические горизонты в колонке со ст. 116. Северная периферия кремнистого пояса южной части Индийского океана

Литологический состав: *1* — ил алевритозо-глинистый; *2* — ил мелкоалевритовый; *3* — алевриты крупные; *4* — осадки кремнистые (30—50% аморфного кремнезема); *5* — осадки слабокремнистые (10—30% аморфного кремнезема); *6* — примесь щебнистого и гравийного материала

границей колебания северного края кремниевого пояса. В ней, однако показательно не общее количество кремнезема, а распределение видовых комплексов диатомовых. Именно смена комплексов дает здесь возможность выделить семь стратиграфических горизонтов.

Дополнительно к описанным колонкам интересно рассмотреть распределение кремнезема на меридиональных разрезах через всю южную зону кремненакопления от Антарктиды до фораминиферовых осадков субтропической зоны. В настоящее время закончена обработка данных по 11 таким разрезам в Индийском и Тихом океанах, выполненным в 1—4-м рейсах Морской антарктической экспедиции.

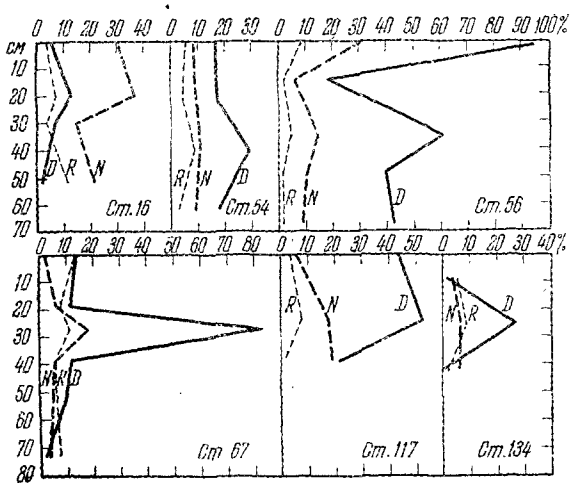


Рис. 16. Количественное распределение диатомовых (*Д*), радиолярий (*R*) и спикул губок (т*N*) в % для нескольких станций из южной части Атлантического океана. Станции 16, 54, 56, 67, 117, 134. Экспедиция на «Метеоре», положение станций на рис. 2, стр. 114 (Pratje, 1951)

Приводим два наиболее характерных разреза, выполненных в Индийском секторе Южного океана — по 77° в. д. и 98° в. д. (рис. 18).

На каждом из них для определения роли разбавляющего материала наряду с кривыми изменения аморфного кремнезема по вертикали нанесены кривые распределения карбонатного материала (индикатор карбонатного

разбавления) и двуокиси титана (индикатор разбавления терригенным обломочным материалом).

Колонки на станциях 203 (66°12′, 4 ю. ш., 57°44′, 2 в. д., глубина 544 *м*) и 206 (65°40′, 2 ю. ш., 56°57′, 2 в. д., глубина 1656 *м*, длина колонки 367 *см*) соответствуют айсберговой зоне: они проходят по всей длине (до 400 *см*) толщу только айсберговых осадков. Литологические изменения очень слабые, только содержание титана в верхней части колонки 206 резко падает в связи с ростом биогенного осадкообразования.

Колонка ст. 207 (64° 30′, 0 ю. ш., 57°00′, 0 в. д., глубина 4118 *м*, длина колонки 427 *см*) проходит уже в южной краевой части кремневого пояса, как бы подсекая осцилляции его южного края. Можно видеть, как по вертикали содержание кремнезема в осадках то растет, то снижается при неизменном карбонатном разбавлении (очень незначительном) и реверсивном ходе кривой титана.

Колонка ст. 208 (62°02′, 3 ю. ш., 56°48′, 1 в. д., глубина 4747 *м*, длина колонки 440 *см*) также приходится на южную часть кремневого пояса. Здесь в четырехметровой толще наблюдается три максимума и три минимума содержания кремнезема. Они совпадают с изменениями, отмеченными на ст. 207, но имеют бо́льший размах — 20—25% против 10—15% на ст. 207. Кривая титана имеет реверсивный ход по отношению к кривой кремнезема, а содержание карбонатного материала по всей длине колонки находится в пределах нулевых значений или следов.

Колонка, полученная на ст. 210 (59°57′,2 ю. ш., 57°11′,3 в. д., глубина 5020 *м*, длина колонки 160 *см*), целиком проходит в кремнистых осадках: содержание кремнезема здесь колеблется от 50% в верхнем слое до 10—11% в горизонте, соответствующем похолоданию, и 47% в самой нижней части колонки. Резко выражен реверсивный ход кривой титана, поскольку колебания в содержании кремнезема по вертикали достигают 40%.

На ст. 211 (58°16′,6 ю. ш., 56°54′,8 в. д., глубина 5089 *м*), расположенной близ осевой части зоны кремненакопления, к сожалению, удалось пройти только верхний горизонт осадков, в пределах которого содержание кремнезема падает от 70,8% в верхней части до 3—5% в его основании. Одновременно с падением концентрации кремнезема идет резкое увеличение содержания двуокиси титана.

Колонка на ст. 212 (56°00′,2 ю. ш., 56°54′,1 в. д., глубина 4017 *м*, длина колонки 290 *см*) получена также близ оси зоны кремненакопления, но уже с вершины подводного поднятия, и потому исходное содержание кремнезема здесь намного ниже, чем в соседних колонках из этой же части зоны. На вершине подводного поднятия и сейчас почти не происходит накопления кремнистых осадков: содержание аморфного кремнезема здесь всего 21% против 50—70% и более в прилежащих пониженных участках дна. В прошлом условия накопления кремнезема были здесь еще менее благоприятными.

Литологические связи на подводном поднятии нарушаются, и только присутствие большого количества самых крупных и хорошо сохранившихся панцирей диатомовых дает возможность расчленить колонку ст. 212 методами диатомового анализа на пять стратиграфических горизонтов. Как показало сопоставление других колонок, стратиграфические горизонты тесно связаны с литологическими, это видно и из разреза. Замедленное осадконакопление привело к снижению мощностей слоев и позволило подсечь границы не только последнего (вюрмского) оледенения, но также и более раннего (рисского). В отлагавшихся на подводной возвышенности осадках много карбонатного материала, который и нарушает реверсивную связь между кремнеземом и двуокисью титана.

Ст. 275 (52°45′,3 ю. ш., долгота 62°19′,4 в. д., глубина 4746 *м*, длина колонки 145 *см*), которой заканчивается этот разрез, расположена уже

близ северной границы кремневой зоны; здесь чередуются по вертикали кремнистые и карбонатные осадки, с постоянным преобладанием кремнистых. Разрез на этой станции был описан выше.

Рассматривая весь меридиональный разрез, можно установить положение основных колонок на обобщенной схеме (рис. 12).

Второй разрез начинается со ст. 283 (63°32′,4 ю. ш., 93°18′,3 в. д., глубина 1538 *м*, длина колонки 350 *см*). Верхний слой колонки сложен диатомовыми осадками (более 30% аморфного кремнезема). Ясно, что эта станция, в отличие от первого разреза, приходится на южную периферию кремневой зоны, а не на айсберговые осадки. Поскольку колонка получена с верхней части материкового склона, из области распространения теплых промежуточных вод, содержание $CaCO_3$ здесь достигает 10—20% (осадки слабокарбонатные). Тем не менее основную роль в осадках играет не карбонатный разбавляющий материал, а айсберговый, поскольку кривые аморфного кремнезема и двуокиси титана зеркальны с нарушением обратной зависимости только в отдельных местах.

Станции 285 (59°29′,0 ю. ш., 57°06′,7 в. д., глубина 4511 *м*, длина колонки 458 *см*) и 286 расположены несколько южнее осевой части кремневой зоны. На всем протяжении колонки с этих станций проходят через сильнокремнистые, кремнистые и слабокремнистые осадки, карбонатный материал содержится в них в виде следов. Это отложения, характерные для осевой части кремневого пояса.

От 52° ю. ш. начинается часть разреза, проходящая через северную периферию кремневой зоны. Дальше на север разрез уходит в область распространения исключительно карбонатных осадков, где в слоях, соответствующих даже максимальным оледенениям, кремнезем в колонках не отмечается. Такая картина начинается со станций 295 (42°29′,1 ю. ш., 97°05′,5 в. д., глубина 3341 *м*, длина колонки 270 *см*) и 297.

Северная часть разреза (от 15° с. ш. до 7° с. ш.) приходится уже на экваториальную зону кремненакопления Индийского океана и будет рассмотрена в соответствующем разделе.

Из каких генетических типов кремнезема состоит четвертичное кремневое тело южного пояса? Не было ли на протяжении четвертичного осадкообразования изменений в составе кремневых организмов, слагающих осадки?

Детальный анализ всех колонок, полученных в Южном океане, показывает, что, как и на современном этапе, на протяжении всего доступного исследованию отрезка четвертичного периода основную роль в кремненакоплении играли диатомовые водоросли. В небольших количествах (обычно меньше 1%) к ним примешиваются еще и радиолярии, силикофлагелляты, местами — спикулы губок. Но все они по своему распространению не могут идти ни в какое сравнение с диатомовыми (рис. 18).

В настоящее время по колонкам из Южного океана выполнены многочисленные определения абсолютного возраста осадков радий-ионневым, ионневым, протактиниевым, ионий-протактиниевым и радиоуглеродным методами (Старик и др., 1960; Баранов и Кузьмина, 1958, 1960; Старик и Жарков, 1961; Старик, Жарков, Лисицын, 1961 и др.), а также стратиграфические исследования методами диатомового и фораминиферового анализов (Жузе, Королева, Нагаева, 1963), спорово-пыльцевой анализ, определение возраста тонкодисперсного материала калий-аргоновым методом (Крылов, и др., 1961), разнообразные минералогические и петрографические, геохимические и другие исследования.

Это позволило уточнить первую упрощенную литологическую схему распределения четвертичных осадков по основным климатическим зонам. Пока еще далеко не во всех случаях основные литологические и стратиграфические границы в колонках совпадают с абсолютным возрастом. Данные

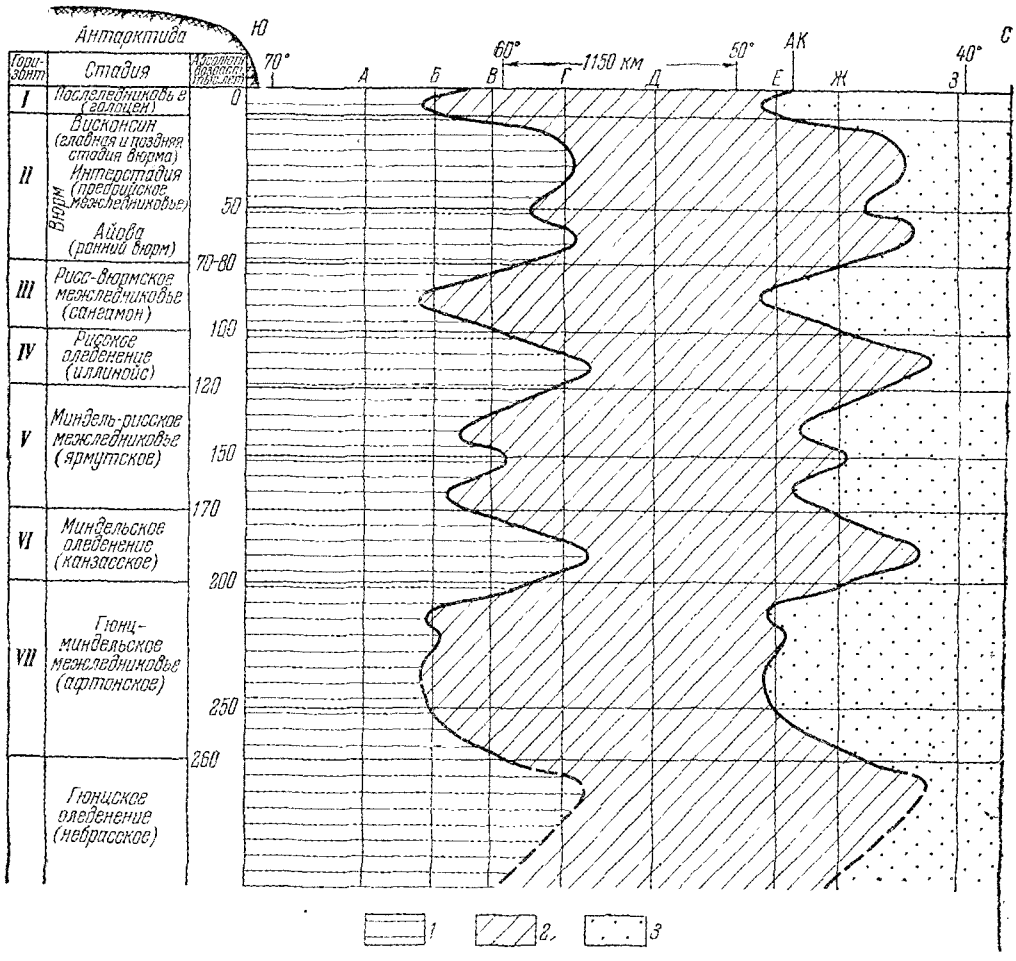


Рис. 19. Положение кремневого пояса Южного океана (в Индийском секторе) и климатическая зональность осадков в четвертичное время

1 — айсберговые осадки; *2* — диатомовые осадки; *3* — фораминиферовые осадки; *АК* — антарктическая конвергенция; современное положение зоны; *А-З* — разные типы разрезов толщи четвертичных осадков

по абсолютному возрасту должны обязательно корректироваться литологическими и стратиграфическими определениями.

Естественно, границы в толще донных осадков не могут быть столь прямолинейными, как они показаны на упрощенной схеме.

Наиболее приближается к природной картине схема климатической зональности осадков Антарктики в четвертичное время, показанная на рис. 19. Сопоставление абсолютного возраста основных горизонтов с европейской и американской шкалами четвертичного периода имеет пока предварительный характер.

Интересно отметить, что климатические изменения, которые устанавливаются при анализе сводного разреза осадков Южного океана, соответствуют климатическим изменениям в экваториальной зоне Атлантического океана и в Средиземном море (Emiliani, 1955; Rosholt and oth., 1961), что дает все основания говорить о синхронности ледниковой истории южного и северного полушарий. При синхронных изменениях климата в обоих полушариях их отражение в кремненакоплении, как можно видеть из

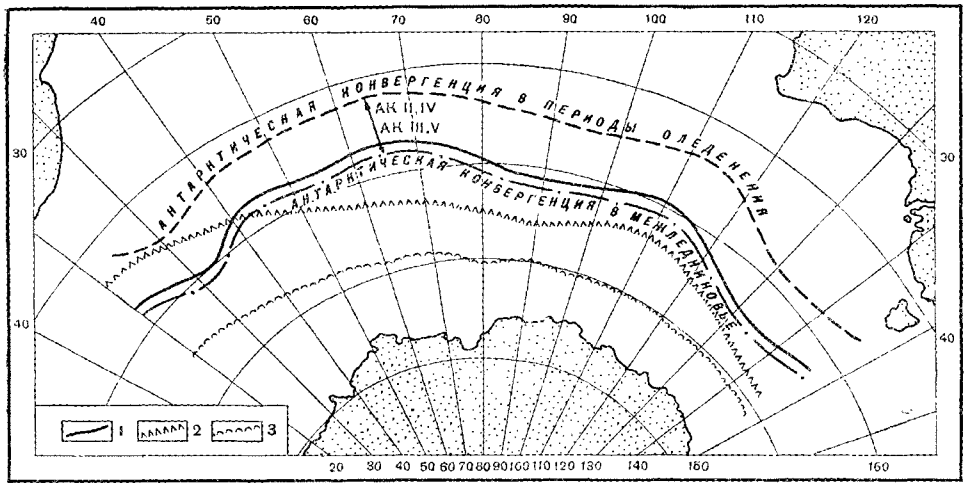


Рис. 20. Положение зоны антарктической конвергенции в четвертичное время. Римскими цифрами показаны периоды оледенения, соответствующие II и IV стратиграфическим горизонтам, и периоды потепления, соответствующие III и V горизонтам.

Современное положение: *1* — зоны антарктической конвергенции; *2* — средней границы распространения айсбергов; *3* — средней границы распространения морских льдов.

сопоставления истории кремненакопления в северном и южном полушариях, было существенно различным. Если в северном полушарии при похолоданиях происходило ослабление кремненакопления и кремневый пояс северной части Тихого океана исчезал, то в южной части океана он сохранялся, только смещаясь к северу или к югу.

Таким образом, наиболее интенсивное кремненакопление идет сейчас и шло в четвертичное время в южном полушарии, близ современного кремневого пояса. Основными организмами-кремненакопителями тогда, как и сейчас, здесь были диатомовые водоросли. Аналогичной была и связь северной границы зоны диатомового кремненакопления южного полушария с зоной конвергенции: смещение этой границы к северу или к югу вызывалось смещением антарктической конвергенции. Северный край кремнистых осадков как бы записывает положение этой зоны в колонках. Интенсивность кремненакопления определялась, как и сейчас, интенсивностью поступления питательных солей к поверхности, т. е. интенсивностью дивергенции.

Батиметрический контроль кремненакопления в северном и южном поясах проявляется слабо.

Данные о смещении северного края кремневого пояса Антарктики в четвертичное время (по основным горизонтам) сведены на рис. 20. Северная и южная границы Антарктического кремневого пояса смещались на расстояние до 1000—1200 *км* (амплитуда смещения к северу и к югу), и эти смещения синхронны климатическим изменениям в антропогене. Выявление связи кремневых зон с климатическими изменениями прошлого имеет палеогеографическое значение, так как открывает новые возможности для палеоклиматических реконструкций.

Экваториальный кремневый пояс

Экваториальный пояс кремненакопления по реакции на климатические изменения четвертичного времени стоит как бы в промежуточном положении между северным и южным. Периоды оледенений отмечаются

здесь усилением кремненакопления, расширением зоны кремнистых осадков вдоль экватора, образованием их в таких местах, где сейчас они не накапливаются. Главную роль в кремненакоплении здесь играют радиолярии, а местами и диатомовые.

В колонках из экваториальной зоны наблюдаются значительные колебания содержания радиолярий: горизонты чистых радиоляриевых осадков чередуются местами с красными глубоководными глинами, не содержащими кремневых остатков. Интересно, что наиболее значительные смещения радиоляриевого пояса происходили в периоды оледенений к северу. При общем расширении кремневого пояса в это время по долготе вдоль экватора радиоляриевый пояс смещался и по широте на северную периферию кремневого пояса и не совпадал с диатомовым.

Накопление экваториальных кремнистых осадков и в четвертичный период было возможно только ниже критических глубин (более 4700 *м*), т. е. зависело от рельефа океанического дна. Крайне редко эти осадки встречаются на переходных глубинах.

Радиоляриевые четвертичные отложения, как и современные, представляют собой типичные осадки открытых океанов, сосредоточенные только в экваториальной зоне (от 20° с. ш. до 29° ю. ш.) на глубинах более критических. Нигде в других местах они, аналогично современным, не встречаются.

Из диатомовых илов в экваториальной зоне выделяются две основных разновидности — этмодискусовые и тропические без этмодискусов, широко распространены также смешанные радиоляриево-диатомовые осадки. Зона диатомовых осадков в четвертичный период на экваторе то расширялась (при оледенениях) с одновременным повышением содержания диатомей, то сужалась и синхронно этому падала концентрация $SiO_{2аморф}$. Таким образом, экваториальная зона кремненакопления, как и южный кремневый пояс, пульсировала на протяжении антропогена, периоды сравнительно интенсивного кремненакопления сменялись периодами его резкого ослабления, как это наблюдается и сейчас.

Нигде за крайними границами кремневых поясов диатомовые осадки в многочисленных изученных колонках больше не отмечаются.

Весь аморфный кремнезем в отложениях четвертичного периода, как и в современных осадках, исключительно биогенный. Под оптическим и электронным микроскопом могут быть изучены остатки планктонных и бентических организмов, слагающих кремнистую часть осадка. Других форм аморфного кремнезема (абиогенных) в колонках нигде не обнаружено.

На протяжении всего четвертичного времени основную роль в качестве организмов-кремненакопителей играли диатомовые водоросли, на втором месте по значению — радиолярии. Силикофлагелляты и кремневые губки никогда не дают в колонках самостоятельного типа кремнистых осадков. Правда, известны скопления спикул, приходящиеся, по крайней мере, на голоцен (на шельфе Индийского сектора Антарктики). Возможно, что отсутствие данных о появлении спикулевых отложений в осадках более древних связано с трудностью получения колонок на шельфе и материковом склоне Антарктиды, где спикулевые отложения особенно развиты. Так же как и в современную эпоху, на протяжении четвертичного времени спикулевые осадки имели только местное значение.

Анализ колонок показывает, таким образом, что из четырех основных современных групп организмов с кремневой функцией существенное значение имеют только две, а из них диатомовые накапливают кремнезема в четвертичных осадках в сотни раз больше, чем радиолярии.

Важная черта четвертичных кремнистых осадков морей и океанов — это практически полное отсутствие в них остатков макрофауны, которые можно было бы использовать для палеогеографических реконструкций.

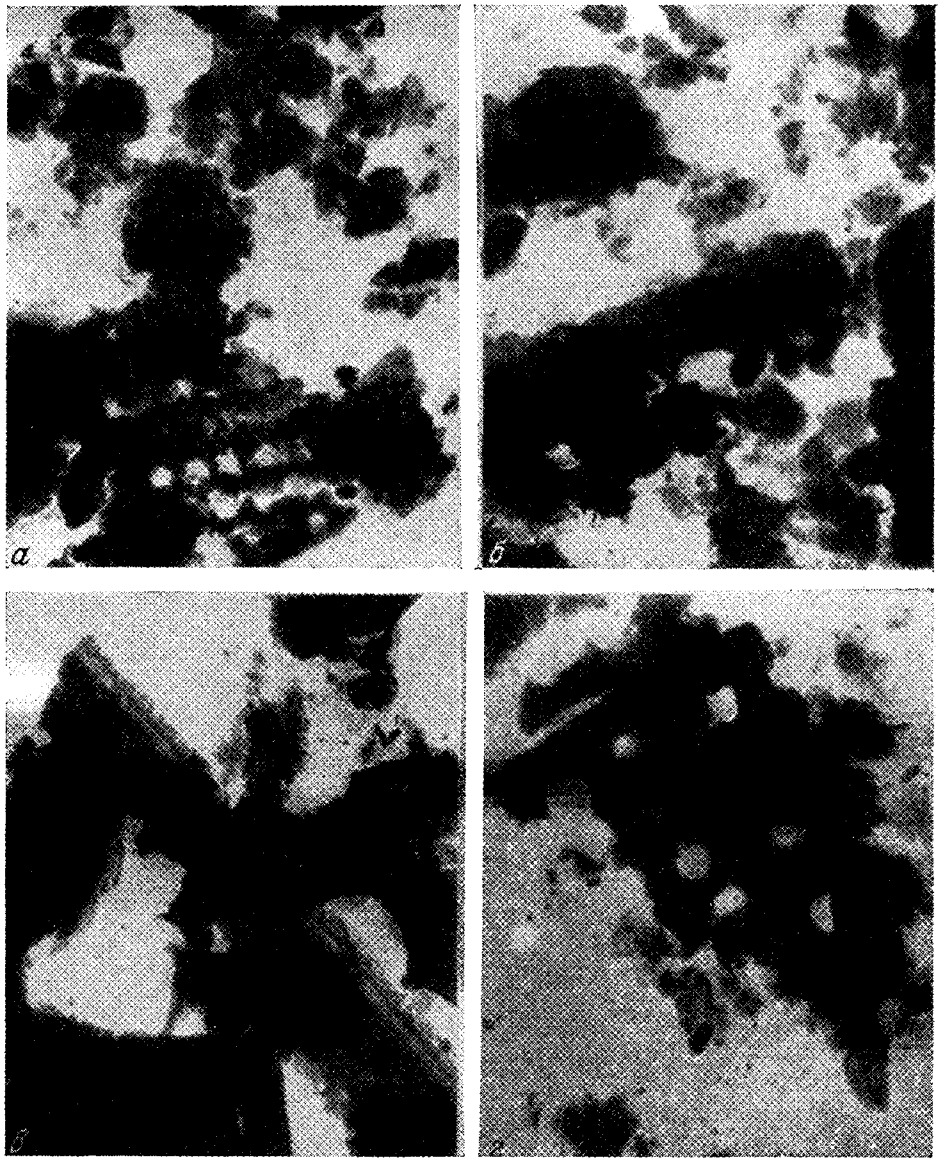


Рис. 21. Электронные фотографии кремнистых осадков из колонок Антарктики (увел. 12 600) со следами растворения диатомовых водорослей

а — ст. 207, горизонт 30—40 *см*; *б* — ст. 248, горизонт 130—140 *см*; *в* — ст. 248, горизонт 130—140 *см*; *г* — ст. 248, горизонт 130—140 *см* (фото З. Н. Горбуновой)

Кремнистые осадки — это отложения больших глубин, участков дна, далеко отстоящих от суши (за пределами ареала терригенного материала). Естественно, в таких местах биомасса бентоса очень незначительна, причем в ее составе основную роль играют микроорганизмы. В процессе диагенетического преобразования осадков часть бентического материала, по-видимому, растворяется. Поэтому кремнистые осадки четвертичного возраста содержат по существу только микрофлору и микрофауну.

В толще четвертичных осадков панцири диатомовых водорослей продолжают растворяться. Естественно, что прежде всего процессы растворения захватывают самый тонкий диатомовый детрит, имеющий наиболее

развитую поверхность. Это хорошо видно на электронных фотографиях кремневого материала из глубинных слоев колонок (рис. 21).

Более крупные панцири диатомовых подвержены растворению в гораздо меньшей степени; особенно устойчивы в колонках радиолярии, спикулы губок, силикофлагелляты.

О растворении части кремневых панцирей говорит и высокое содержание кремнезема в грунтовых растворах. Например, в Беринговом море оно в 8—10 раз больше, чем в придонной воде, в Охотском море — в 4—5 раз, в северной части Тихого океана — в 3—4 раза. Максимальное значение Si в грунтовом растворе равно 21—23 *мг/л*, а в северном поясе Тихого океана 14—17 *мг/л* (Бруевич и Зайцева, 1960). В колонках из кремневой зоны Берингова моря не отмечается значительного роста концентрации кремнезема в грунтовых растворах по вертикали (Зайцева, 1954 *а*, *б*). Складывается впечатление, что растворение идет в основном в верхней части колонки, а ниже скорость его резко падает. В некоторых случаях на электронных фотографиях можно заметить тончайшие оторочки и инкрустации из кремнистого материала, что указывает на его перераспределение в осадках.

АБСОЛЮТНЫЕ МАССЫ ЧЕТВЕРТИЧНОГО КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ

Метод абсолютных масс был впервые предложен Н. М. Страховым в 1947 г. (Страхов, 1947). При изучении процентного распределения в донных осадках различных компонентов, например кремнезема, обычно считают, что повышение содержания означает увеличение интенсивности поступления. В ряде случаев это, несомненно, так, но часто процентное содержание лишь отражает процессы усиления или ослабления разбавления кремнезема терригенным или карбонатным материалом. В разделе о современных кремнистых осадках мы последовательно пытались исключить влияние того и другого разбавляющего материала, однако и при таком пересчете могут быть неясности и промахи.

«Ахиллесова пята» процентной методики «заключается в том, что отличить случаи реальной интенсификации осаждения от кажущегося усиления этих процессов такая методика часто не в состоянии. Тем самым в познание процессов распределения компонентов вносится неопределенность, затрудняющая объективное их исследование» (Страхов и др., 1954).

Выход был найден путем применения метода абсолютных масс.

Сущность этого метода заключается в определении количества данного компонента (в нашем случае кремнезема), откладывающегося на 1 *см*^{2} поверхности дна за определенный отрезок времени — послеледниковое (11 000 лет) или время вюрмского оледенения.

Для решения этой задачи необходимы прежде всего надежные определения скорости осадконакопления или возраста отдельных горизонтов в колонках. Такие определения могут быть получены из анализа данных, полученных биостратиграфическими методами (фораминиферовый, диатомовый, спорово-пыльцевой и др.), а также методами определения абсолютного возраста (радиоуглеродный, протактиниевый, ониевый, ионий-протактиниевый и др.). В ряде мест к ним могут быть добавлены еще и методы литологического расчленения, играющие иногда роль основных, но чаще дополняющие данные биостратиграфии или определения абсолютного возраста.

Однако определений синхронных горизонтов осадочной толщи еще недостаточно для вычислений по методу абсолютных масс. Необходимо еще определить, сколько грамм сухого осадка отложится по 1 *см*^{2} дна. Высоту столба осадка, накопившегося, скажем, за послеледниковое время, мы определили биостратиграфическими методами или по абсолют-

ному возрасту. Сечение этого столба также известно — 1 $см^2$ и, следовательно, можно вычислить объем осадка. Чтобы перейти к его весу, нужны данные по объемному весу. Для этого можно использовать объемный вес сухого осадка, но нам кажется более надежным использование объемного веса влажного осадка с последующим пересчетом через влажность на вес сухого осадка. Так или иначе получают вес сухого осадка, отложившегося за послеледниковое время. Зная содержание в нем кремнезема, можно определить, какое количество последнего осядет на 1 $см^2$ дна за данное время.

Для сопоставления абсолютных масс кремнезема в различные этапы четвертичного времени удобнее использовать не сами абсолютные массы, а их значения, отнесенные к 1000-летним отрезкам соответствующих стадий антропогена. Это особенно удобно в связи с тем, что продолжительность отложения первого слоя (голоцен) для дальневосточных морей и северной части Тихого океана составляет 10 000—12 000 лет, второго слоя (вюрм) — около 70 000 лет, третьего слоя — 90 000 лет, четвертого слоя — 50 000 лет и пятого слоя — около 120 000 лет. Абсолютные массы, отнесенные к отрезкам времени, отличающимся один от другого в 5—10 раз, сопоставлять трудно. Новую величину, которая получается при отнесении абсолютных масс к 1000-летним отрезкам соответствующего слоя, мы называем абсолютной скоростью кремненакопления; она выражается в $г/см^2$ в 1000 лет.

Определение абсолютных масс или скорости кремненакопления, в принципе довольно простое, в применении к реальным осадкам оказывается сложным и трудоемким. Дело в том, что все свойства осадков — влажность, объемный вес и содержание компонентов — быстро меняются в колонке по вертикали, причем эти изменения порой очень значительны. Кроме того, обычно бывает недостаточно определений того или иного компонента и необходимо выяснять закономерности их распределения с последующей экстраполяцией данных от опорных к слабоизученным горизонтам или колонкам.

Изменения основных компонентов наблюдаются в отрезках колонок, разных по длине. Простое усреднение данных для определенных отрезков делать нельзя, все значения должны быть отнесены к тем интервалам по вертикали, в пределах которых они наблюдаются. Получение наиболее правильных средних данных для разных интервалов колонок обеспечивает метод среднего взвешенного.

До настоящего времени необходимых для использования метода абсолютных масс материалов было настолько мало, что за 17 лет, прошедших после определения принципиальной возможности его применения, количество водоемов, на которых его удалось поставить, оставалось очень ограниченным (экваториальная часть Атлантического океана, Черное море, Аральское море, некоторые пресные и соленые озера, прибрежные участки Черного моря,— Страхов и др., 1954; Невесский, 1964).

Применение метода абсолютных масс лимитировалось прежде всего отсутствием надежных данных по стратиграфии морских и океанских осадков. За последнее десятилетие были получены новые материалы по некоторым районам Мирового океана, попадающим в основном именно в пояса кремненакопления.

Для северного пояса кремненакопления имеются сводки по расчленению толщи донных осадков методами диатомового (Жузе, 1962) и фораминиферового анализов (Саидова, 1961), выполнены первые спорово-пыльцевые анализы (Коренева, 1955, 1957), а также определения абсолютного возраста ионневым методом.

Для южного пояса кремненакопления проведены обширные стратиграфические исследования методом диатомового анализа по колонкам Антарктической экспедиции АН СССР (1—4-й рейсы). Материалы эти в настоя-

щее время частично опубликованы (Жузе, Королева, Нагаева, 1964). Они касаются Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики.

Большое количество стратиграфических определений здесь выполнено и методами фораминиферового анализа, однако большая часть данных не опубликована, имеются определения спор и пыльцы, а также очень большое количество литологических анализов, которые, как мы могли убедиться, имеют местами и стратиграфическое значение.

Наконец, южная часть Индийского океана хорошо изучена и методами определения абсолютного возраста, главным образом радий-ониевым, радиевым, ониевым, радиоуглеродным и оний-протактиниевым.

В некоторых случаях данные разных методов трудно сопоставляются, в других — они оказываются очень близкими, и это вполне естественно, если учесть различную сущность применяемых методов, разную «инерционность» руководящей флоры и фауны по отношению к климатическим изменениям и др.

Можно считать, что в настоящее время стратиграфия донных осадков Южного океана установлена и может служить достаточно надежной базой для всех последующих расчетов методом абсолютных масс.

Намного меньше данных для экваториального пояса кремненакопления. Как указывалось выше, кремнистые осадки заполняют здесь депрессии с глубинами более 4600—4700 *м*, т. е. распределены пятнисто, поэтому отдельные котловины трудно увязывать между собой. Кроме того, эти залегающие за критической глубиной отложения часто невозможно коррелировать методами фораминиферового анализа (кроме агглютинирующих фораминифер), поскольку известковые фораминиферы в них растворяются. Что касается методов диатомового анализа, то за пределами кремневых пятен диатомей здесь крайне мало, в некоторых колонках и горизонтах они почти полностью отсутствуют, и в сопоставлении отложений экваториальной зоны с осадками прилежащих частей океанов имеется пока очень много трудностей. Тем не менее они постепенно преодолеваются, как это можно видеть, например, из работы В. В. Мухиной (1963) по диатомовому анализу экваториальной зоны Тихого океана.

Кроме биостратиграфических определений, из экваториальной зоны имеются и анализы возраста по ионию (Романкевич, 1963), протактинию, оний-протактиниевые и радиоуглеродные. Открывается, таким образом, возможность применить метод абсолютных масс и к экваториальной зоне Индийского и Тихого океанов, хотя результаты здесь будут пока менее надежны, чем в северном и южном поясах кремненакопления.

Северный пояс кремненакопления

Наиболее благоприятны условия для выяснения закономерностей распределения абсолютных масс в северном поясе кремненакопления. Здесь сочетается обилие стратиграфических исследований и определений абсолютного возраста со значительным количеством анализов на содержание аморфного кремнезема в колонках, а также определений влажности и объемного веса. Правда, из-за недостаточного количества данных по многим компонентам осадков в разных колонках здесь приходится пользоваться опорными станциями и экстраполяциями. Однако метод абсолютных масс удобно применять именно в этом районе еще и потому, что на довольно обширных площадях здесь распространен довольно однообразный рельеф, зоны распространения осадков имеют большую протяженность и, главное, непрерывны.

Особенно благоприятно в этом отношении Берингово море — его глубоководные котловины имеют исключительно ровную поверхность, подобной которой нет ни на суше, ни, пожалуй, где-либо еще в Мировом океане.

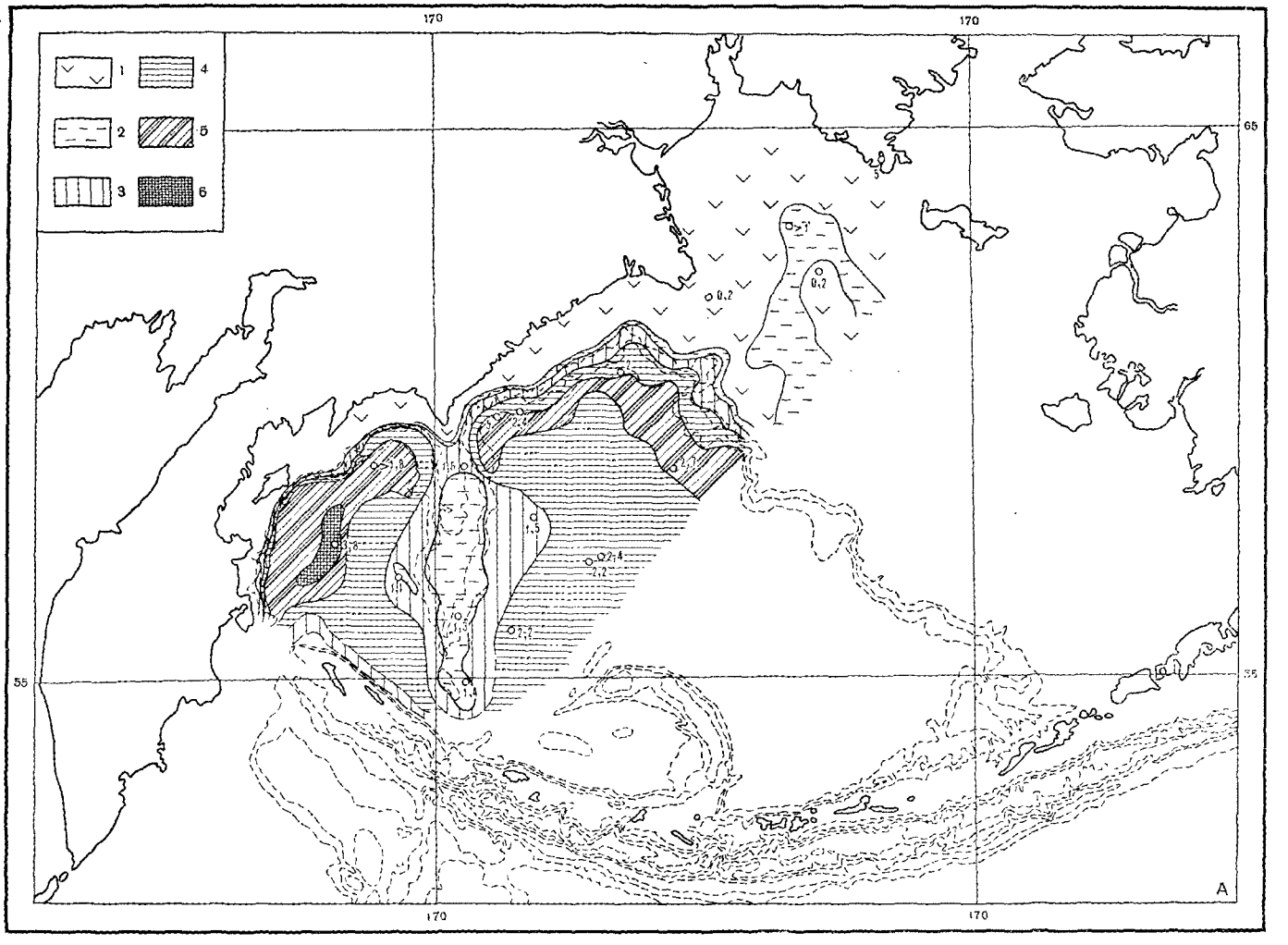
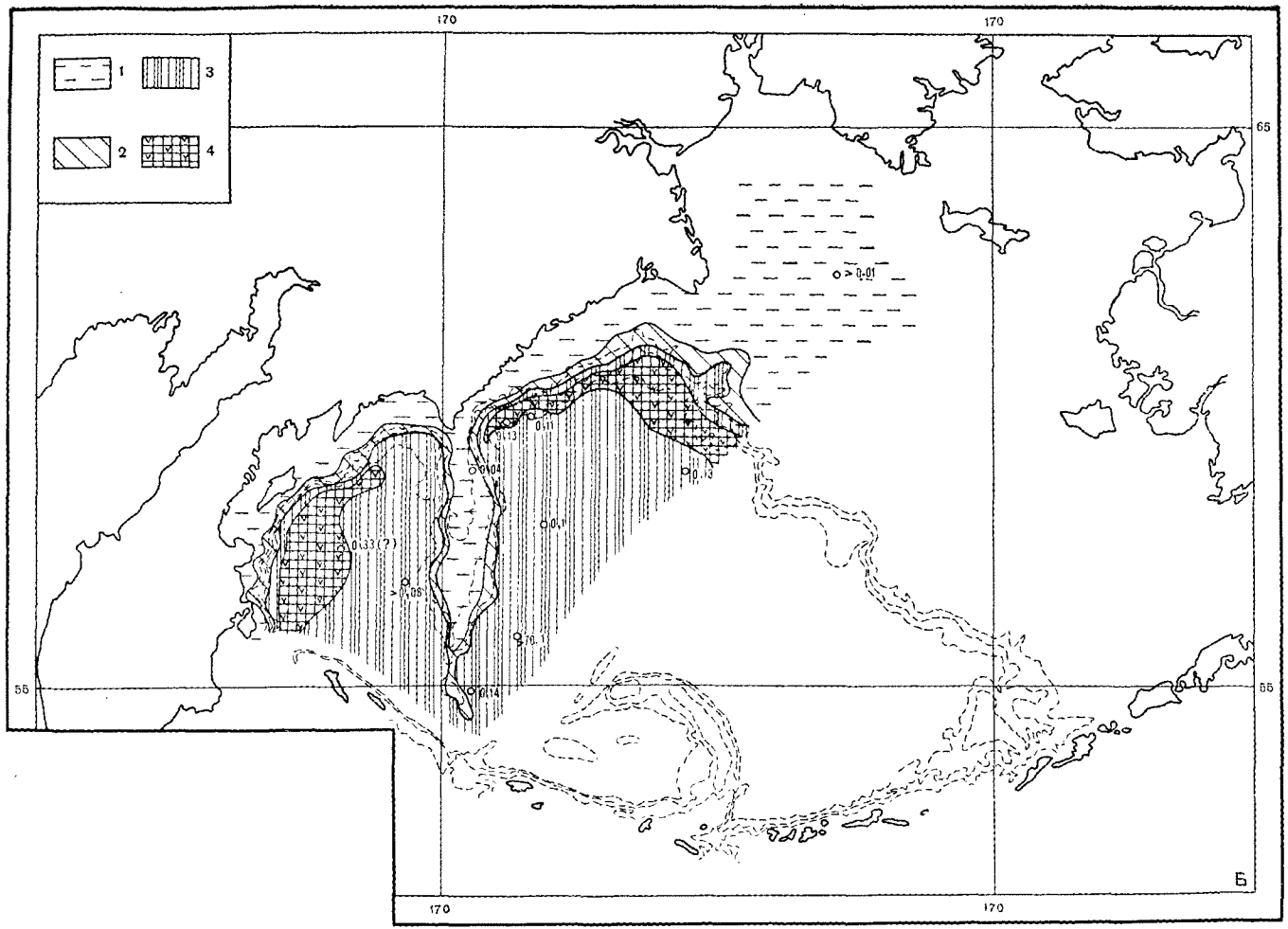


Рис. 22. Схема абсолютных скоростей накопления аморфного кремнезема в Беринговом море

А — для горизонта I — голоцен (0—11 тыс. лет); в г/см² в 1000 лет (аморфный кремнезем): 1 — меньше 1; 2 — от 1 до 1,5; 3 — от 1,5 до 2; 4 — от 2 до 2,5; 5 — от 2,5 до 3; 6 — больше 3.



Б — для горизонта II— вюрм (11—80 тыс. лет): *1* — меньше 0,05; *2* — от 0,05 до 0,1; *3* — от 0,1 до 0,15; *4* —>0,15. Цифрами показаны фактические значения абсолютной скорости накопления аморфного кремнезема в *г/см*² в 1000 лет

Выделение стратиграфических горизонтов основывалось преимущественно на данных диатомового анализа с использованием в ряде случаев материалов фораминиферового анализа (Саидова, 1961), а также определений абсолютного возраста осадков (Баранов и Кузьмина, 1957). Несколько определений абсолютного возраста в колонках из Берингова моря выполнены Ю. В. Кузнецовым по материалам автора.

В дальневосточных морях на значительной площади уверенно выделяется только два стратиграфических горизонта: первый, соответствующий голоцену (0—11 000 лет), и второй, соответствующий последнему (вюрмскому) оледенению (11—80 000 лет, назад). Лежащие ниже третий, четвертый, пятый слои пройдены только самыми длинными колонками, расположенными в местах с пониженной скоростью седиментации. Для нижних горизонтов абсолютные массы поэтому могут быть определены только на отдельных станциях.

Для Берингова моря определения абсолютных масс выполнены на 18 станциях, расположенных в его основных зонах кремненакопления. Это дает возможность выявить основные закономерности распределения абсолютных масс в голоцене и подсчитать абсолютные скорости кремненакопления (рис. 22).

Максимальные значения абсолютной скорости накопления кремнезема — 3—3,8 *г/см*^{2} в 1000 лет — отмечены в периферических частях глубоководных котловин, а в бухте Провидения кремнезем накапливается со скоростью немногим больше 5 *г/см*^{2} в 1000 лет.

Подводный хр. Ширшова выделяется пониженными значениями абсолютных скоростей накопления аморфного кремнезема — 1,3—1,6 против 2—2,7 *г/см*^{2} в 1000 лет в глубоководных котловинах.

Для распределения абсолютных скоростей накопления кремнезема в глубоководных котловинах характерно тяготение наибольших значений к периферическим частям: максимумы отмечаются у основания материкового склона. Это и понятно, так как именно здесь благоприятно сочетаются большие мощности донных осадков с высоким содержанием в них аморфного кремнезема. Последнее обстоятельство, как мы указывали ранее, связано со сбросом значительной части тонкого детрита диатомовых водорослей неритического комплекса с шельфа в прилегающие части глубоководных котловин. Таким образом, на поступление диатомовых океанского и смешанного комплекса здесь еще накладывается сброс раздробленных панцирей неритических диатомей с шельфа. Эта суммарная абсолютная скорость кремненакопления в Беринговом море очень значительна, одна из самых высоких в Мировом океана (2,7 — 3,8 *г/см*^{2} в 1000 лет).

Для наибольших пространств шельфа Берингова моря типичны низкие скорости накопления кремнезема — от 1 до 0,2 *г/см* в 1000 лет, поскольку мощности голоценовых осадков здесь невелики, а содержание кремнезема в донных отложениях обычно низкое. Эти скорости в 3—20 раз ниже, чем по периферии котловин.

Только в понижениях шельфа и в замкнутых заливах — отстойниках типа бухты Провидения — создаются условия, благоприятствующие развитию очень высоких скоростей накопления аморфного кремнезема — более 5 *г/см*^{2} в 1000 лет. Это самая высокая из известных нам скоростей современного (голоценового) кремненакопления в морях.

Для второго горизонта осадков Берингова моря (11—80 000 лет назад), который охватывает весь вюрм, включая поздний вюрм (висконсин), интерстадию и ранний вюрм (айовская стадия), данных несколько меньше, чем для первого горизонта, отчасти потому, что шельф в то время испытывал поднятие, осушался, и накопления осадков здесь не происходило.

Абсолютные массы накопления кремнезема для второго слоя (вюрм) в несколько раз больше абсолютных масс, определенных для горизонта 1, накопление которого продолжалось всего 10—11 000 лет. Однако нако-

пление кремнезема в вюрме шло во много раз медленнее, чем в голоцене. В самом деле, абсолютная скорость накопления кремнезема в глубоководных котловинах составляет от 0,04 — 0,13 *г/см*²/1000 лет с максимумами всего 0,13 — 0,33 *г/см*²/1000 лет.

Общий план размещения абсолютных масс и скоростей кремненакопления в пределах Берингова моря остается тем же, что и в голоцене (максимумы тяготеют к периферическим частям котловин), но разница в минимальных и максимальных значениях намного меньше — всего в 1,2 — 1,5 раза, т. е. сброс аморфного кремнезема с шельфа в это время был гораздо слабее, чем в голоцене. Это и естественно, поскольку основная часть шельфа в то время была сушей.

Средняя скорость кремненакопления в вюрме была в 10—40 раз меньше, чем в голоцене. Это объясняется тяжелыми ледовыми условиями того времени, когда вся акватория Берингова моря большую часть года была покрыта льдом и напоминала нынешнее Чукотское или Восточно-Сибирское моря Арктического бассейна или море Уэдделла в Антарктике.

Абсолютные скорости кремненакопления в период отложения третьего слоя (рисс-вюрмское, или сангамонское, межледниковье) были выше, чем в вюрме, в 2—6 раз (при пересчете на 1000 лет), но в 5—10 раз меньше, чем в голоцене. По-видимому, несмотря на потепление, ледовые условия в Беринговом море и в это время оставались очень суровыми. На ст. 540, являющейся опорной, абсолютная скорость накопления кремнезема оказалась равной 0,23 *г/см*²/1000 лет (против 2,7 *г/см*²/1000 лет для первого слоя и 0,13 *г/см*²/1000 лет для второго слоя).

Для четвертого слоя на той же ст. 540 абсолютная скорость накопления кремнезема оказалась равной 0,22 *г/см*²/1000 лет, т. е. несколько ниже, чем в рисс-вюрмском межледниковье, но выше, чем в вюрме.

Абсолютные скорости кремненакопления в четвертичное время (на последнем его этапе) тесно связаны, таким образом, в северной зоне кремненакопления с климатическими изменениями: они оказываются наибольшими в периоды потеплений (межледниковье и голоцен). Для всего обозримого промежутка четвертичного времени наиболее высоких темпов кремненакопление достигает в Беринговом море в голоцене, особенно в конце его. Современная эпоха для Берингова моря — эпоха максимальных темпов кремненакопления, по-видимому, является здесь максимальной и для всего четвертичного времени. Такая же картина наблюдается и в других дальневосточных морях—Охотском и Японском, а также в северной части Тихого океана.

Определение абсолютных масс для собственно северо-тихоокеанской зоны, вне морей, затрудняется малочисленностью данных по содержанию $SiO_{2аморф}$ в колонках. Величины содержания кремнезема и мощность первого и второго слоев здесь намного меньше, чем в дальневосточных морях, и естественно, что абсолютная скорость кремненакопления здесь ниже, чем в Беринговом и Охотском морях. Средняя мощность первого слоя (голоцен) колеблется здесь от 4—7 *см* до 40—60 *см*, с наибольшими значениями по северной и западной периферии Тихого океана. Увеличение мощности слоя в сторону суши неравномерно, оно нарушается местными особенностями рельефа дна, а близ суши — наличием системы глубоководных желобов (Алеутский и Курило-Камчатский).

Диатомовая флора на дне Курило-Камчатского глубоководного желоба была изучена А. П. Жузе и Т. В. Сечкиной (1955). В ряде колонок из желоба с глубин от 7940 до 9394 *м* обнаружены слабокремнистые осадки, содержащие более 10% $SiO_{2аморф}$ (максимум — 21,45%). Они получены в колонках длиной 190—380 *см*. Определение горизонтов методом диатомового анализа в этом районе крайне затруднительно, так как не только климатические колебания четвертичного времени, но и смещение холодного Курильского течения и теплого Куро-Сио, проходящих в этом районе, могли опреде-

лять смену комплексов диатомовых водорослей. Кроме того, на дне котловин широко развиты суспензионные осадки, связанные с суспензионными потоками.

Определения абсолютных масс для основной части осадков глубоководных желобов поэтому пока невозможны.

Глубоководные желоба являются своеобразными ловушками осадочного материала, поступающего в океан с суши. Поэтому мощности донных осадков и абсолютные скорости накопления кремнезема растут в направлении от суши в сторону желобов, а потом несколько снижаются, что связано с расположением по океанскую сторону от желобов пологих и широких подводных возвышенностей, в частности, подводной возвышенности Зенкевича по океанскую сторону Курило-Камчатского желоба.

Довольно ровное дно северной части Тихого океана с глубинами 5000—5500 *м* пересекается в почти меридиональном направлении Императорскими подводными горами, которые делят ее на Северо-Западную и Северо-Восточную котловины.

В соответствии с особенностями строения дна располагаются и значения абсолютных масс. Наибольшие скорости кремненакопления для первого горизонта отмечены в Северо-Западной котловине, особенно в той ее части, которая лежит у выхода из Берингова моря и далее по океанскую сторону от Курило-Камчатского желоба. В Северо-Восточной котловине самые высокие значения скорости кремненакопления характерны также для северо-западной ее части.

Значения абсолютных скоростей кремненакопления для первого горизонта в северной части Тихого океана находятся в пределах 0,1—0,01 *г/см*^{2} 1000 лет, т. е. в десятки и сотни раз меньше, чем в Охотском и Беринговом морях.

Для изучения закономерностей распределения абсолютных масс этот район представляет интерес в том отношении, что здесь очень слабо проявляется сброс материала с шельфа и, следовательно, отсутствует «смешанная зона» с повышенной скоростью кремненакопления, которая так ярко прослеживается в дальневосточных морях.

Поставка кремнистого материала на дно в значительной мере определяется здесь зоной стыка холодного и теплого течений, проходящих вдоль Курильской гряды. Именно здесь определены максимальная продукция диатомового фитопланктона и максимальные значения абсолютной скорости кремненакопления. В связи с этой особенностью абсолютная скорость кремненакопления в северо-восточной части океана ниже, чем в северо-западной.

Мощность осадков второго горизонта (вюрм) в северной части Тихого океана возрастает по сравнению с мощностью голоценовых осадков в 4—8 раз, а в среднем для большинства колонок — в 6 раз. Вместе с тем здесь резко падают содержание кремнезема и абсолютные скорости кремненакопления.

Экваториальный пояс кремненакопления

Экваториальный пояс кремненакопления является одним из наиболее сложных. Это объясняется прежде всего тем, что надежных стратиграфических определений по указанным ранее причинам здесь мало. Пока наиболее надежны данные по Тихому океану, где производились диатомовый и фораминиферовый анализы для довольно значительного числа колонок, а также закончены определения абсолютного возраста ониевым и ионий-протактиниевым методами. К сожалению, далеко не по всем колонкам из этой зоны имеются данные о кремнеземе. В Атлантическом океане по нескольким колонкам выполнены очень надежные определения абсолютного возраста и палеотемператур, однако материалов зарубежных экспедиций

для определения абсолютных масс мы использовать не можем, так как в них отсутствуют анализы на содержание $SiO_{2\,аморф}$.

Экваториальная зона в Тихом океане разбита подводными поднятиями и грядами островов на ряд котловин, нередко не имеющих глубинных связей между собой. Как уже указывалось, отложение кремнистых осадков идет главным образом в котловинах, особенно за пределами критических глубин. На глубинах меньше критических господствуют карбонатные осадки, в которых сохранность диатомовых обычно очень низка. Это связано не только с разбавлением кремнистых остатков карбонатным материалом, но также, по-видимому, и с особенностями среды карбонатных пород, в которой быстро растворяются панцири диатомовых.

Для экваториальной зоны типичны резкие контрасты мощностей и содержания кремнезема. В результате получаются отрывочные данные об абсолютных массах по отдельным станциям, которые нередко трудно увязать между собой, и потому все соображения о скоростях кремненакопления должны рассматриваться здесь как предварительные.

Основная часть полученных абсолютных скоростей кремненакопления для первого горизонта находится в пределах 0,01 — 0,001 *г/см*²/1000 лет и меньше, т. е. на порядок ниже, чем в северной части Тихого океана. В отдельных котловинах зоны, в ее западной части, где развиты этмодискусовые илы, скорость кремненакопления резко возрастает. Здесь можно встретить значения в несколько граммов и даже более 10 *г/см*²/1000 лет, что для подвижных, стекающих в понижения дна этмодискусовых осадков весьма обычно.

В осадках восточной части экваториальной зоны заметно возрастает содержание радиолярий, на отдельных станциях повышается также и содержание аморфного кремнезема. Роста же абсолютных масс кремнезема здесь не отмечается, что связано с очень низкими скоростями осадконакопления.

Абсолютные скорости кремненакопления для второго горизонта (вюрм) на экваторе выше, чем для первого.

Южный пояс кремненакопления

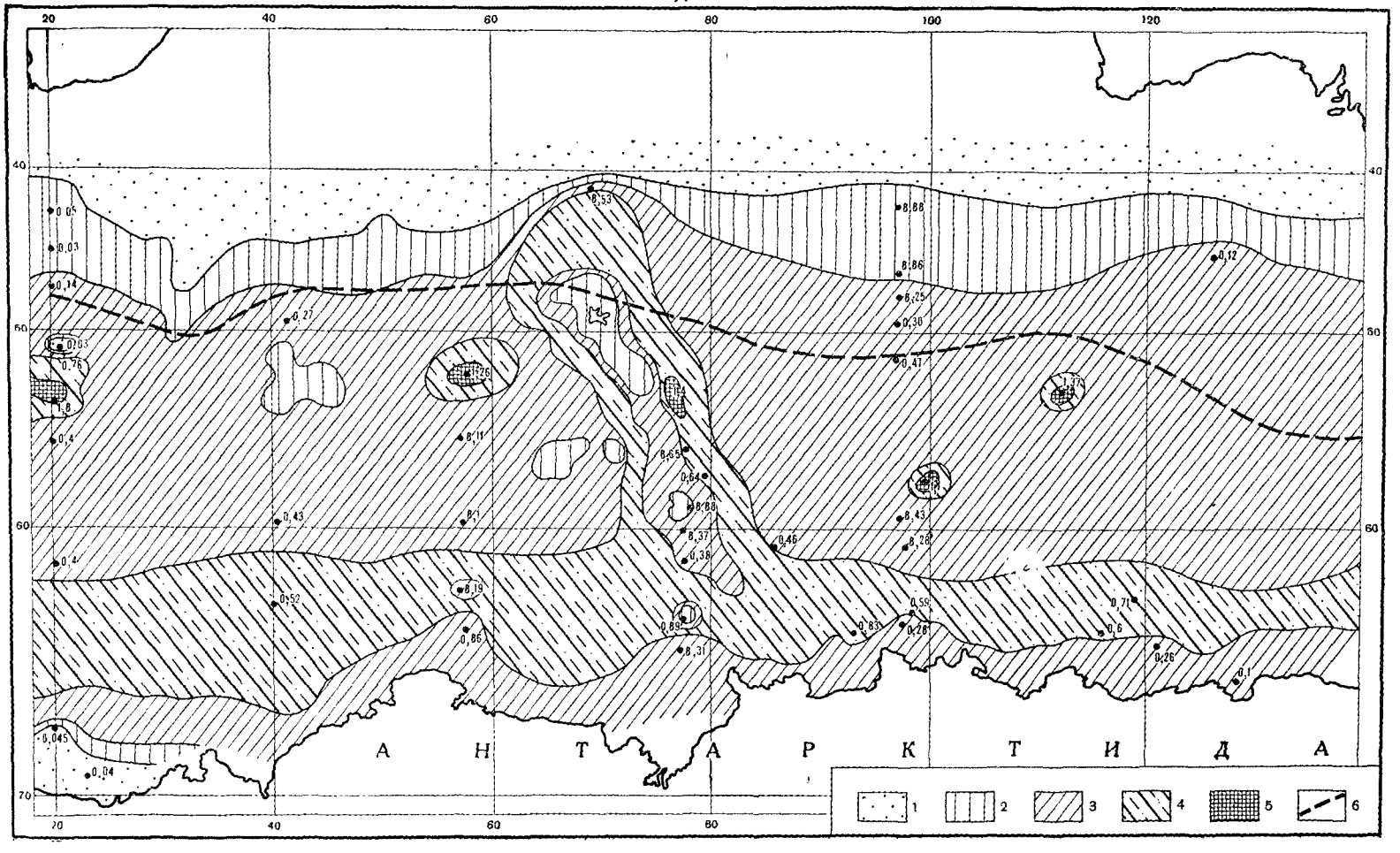
Схема распределения абсолютных скоростей накопления кремнезема в донных осадках Индийского океана (рис. 23), построенная для первого слоя, сильно отличается от распределения процентных содержаний кремнезема в современных осадках.

Максимальные скорости кремненакопления — от 0,5 до 1 *г/см*²/1000 лет — отмечаются на 5—7° (500—800 *км*) к югу от оси современного кремненакопления. Самые высокие значения — больше 1 *г/см*²/1000 лет— приходятся на нижнюю часть материкового склона Антарктиды, а зона высокой скорости кремненакопления в целом приурочена к материковому склону (нижняя часть) и к периферическим частям ложа Индийского океана. Наиболее высокие значения, определенные здесь, равны 1,8 — 2,9 *г/см*²/1000 лет.

В области шельфа Антарктиды скорость кремненакопления меньше — всего 0,1 — 0,5 *г/см*²/1000 лет. Повышение ее у основания материкового склона в Южном океане, как и в дальневосточных морях, связано со сбросом детрита неритических диатомовых с шельфа. Детрит может накапливаться и в некоторых понижениях шельфа, где этому способствуют гидродинамические условия,— здесь следует ожидать очень высоких абсолютных масс кремнезема.

Таким образом, сброс детрита неритических диатомовых с шельфа определяется не только результатами микроскопических исследований взвеси и донных осадков, но выявляется и по закономерностям

А



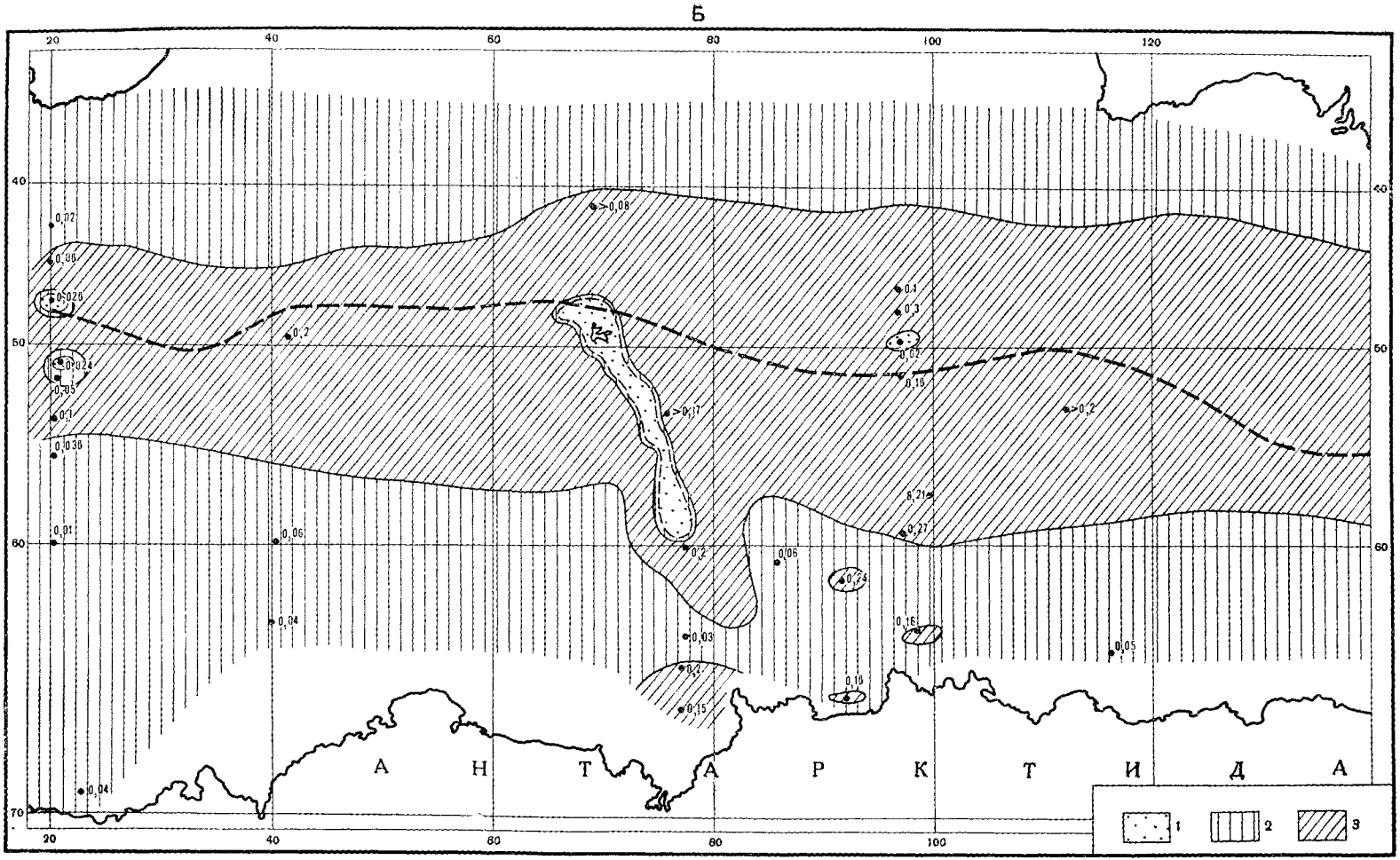


Рис. 23. Схема абсолютных скоростей кремненакопления в Индийском секторе Антарктики для I горизонта (*А*) и для II горизонта (*Б*)

Абсолютные скорости накопления аморфного кремнезема в *г/см*² в 1000 лет: *1* — меньше 0,05; *2* — от 0,05 до 0,1; *3* — от 0,1 до 0,5; *4* — от 0,5 до 1; *5* — больше 1; *6* — современное положение зоны антарктической конвергенции

распределения абсолютных скоростей кремненакопления. Это одна из общих закономерностей распределения кремнезема в водоемах.

На примере подводного хр. Кергелен можно видеть также и другую важную особенность распределения кремнезема в осадках вне зоны влияния шельфа. Гидродинамические условия здесь не дают возможности

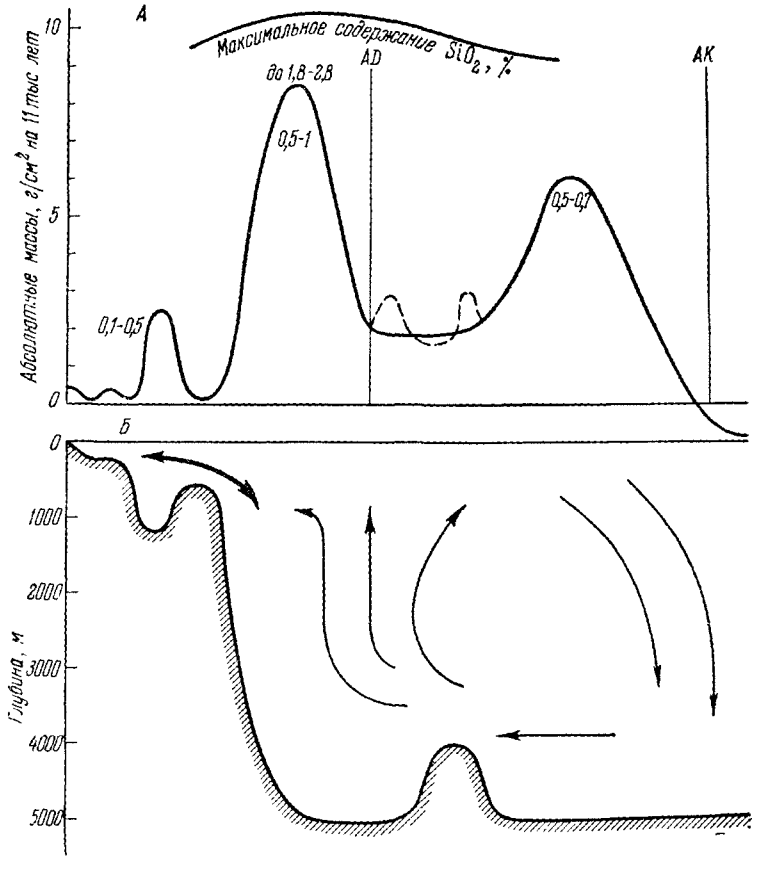


Рис. 24. Абсолютные скорости кремненакопления и процентные содержания аморфного кремнезема в донных осадках Южного океана

А — абсолютные скорости кремненакопления в *г/см²* в 1000 лет; вверху показаны максимальные процентные содержания; *AD* — антарктическая дивергенция; *AK* — антарктическая конвергенция; пунктиром показаны вторичные максимумы по периферии подводных поднятий; *Б* — схематический профиль дна и основные системы вертикальной циркуляции. Наклонной стрелкой на шельфе показаны приливо-отливные течения, сбрасывающие тонкий диатомовый детрит с шельфа. Остальные стрелки указывают основные направления вертикальной циркуляции вод: восходящие стрелки — подъем глубинных вод в зоне дивергенции, нисходящие стрелки — опускание поверхностных вод в зоне конвергенции

осаждения тонкого диатомового материала — в этом убеждает и распределение взвеси и особенно донных осадков. Значительная часть диатомовой взвеси, продуцирующейся над хребтом, вынуждена мигрировать в периферические его части, где она добавляется к местному кремнистому материалу, осаждающемуся с поверхности. Таким образом, в периферических частях идет накопление как местного, так и привнесенного кремнистого материала, чем и обусловлены очень высокие значения абсолютных скоростей накопления кремнезема у основания хребта. В данном случае влияние подводного хребта на распределение абсолютных скоростей накопления кремнезема сходно с влиянием шельфа.

Другие подводные поднятия (например, Южно-Тихоокеанский хребет, подводный хр. Ширшова в Беринговом море и др.) влияют на распределение кремнезема аналогично. По более мелким поднятиям у нас пока нет достаточных данных для конкретных определений ширины зон их влияния.

В зоне максимальных процентных содержаний кремнезема (рисунок 1 в статье Лисицына в этом сборнике) абсолютные скорости равны 0,1 — 0,5 *г/см*²/1000 лет со снижениями на подводных поднятиях до 0,1 *г/см*²/1000 лет и менее (рис. 24).

Северная граница зоны кремненакопления четко проявляется в распределении как процентных содержаний, так и абсолютных скоростей — здесь изолинии проходят очень близко и параллельно одна другой. Абсолютные скорости падают сначала до 0,1 — 0,05 *г/см*²/1000 лет, а в области карбонатных осадков меньше 0,05 *г/см*²/1000 лет.

Интересно сопоставить скорость кремненакопления в южном поясе, где сейчас накапливаются наиболее обогащенные аморфным кремнеземом осадки со скоростью этого процесса в северном поясе (рис. 25).

Сопоставления, сделанные для осадков первого горизонта (голоцен), показывают, что кремненакопление в глубоководных котловинах Берингова моря идет намного интенсивнее, чем в Индийском и Тихоокеанском секторах Антарктики. Если для Берингова моря средние значения скорости кремненакопления в котловинах составляют 1,5— 2,7 *г/см*²/1000 лет, на подводном хр. Ширшова — 1,3 — 1,6 и в периферических частях котловин — более 3 *г/см*²/1000 лет, то в Южном океане они не превышают в общем 1 *г/см*²/1000 лет и лишь у основания материкового склона достигают местами 1,9 — 2,8 *г/см*²/1000 лет. Средние же скорости кремнена-

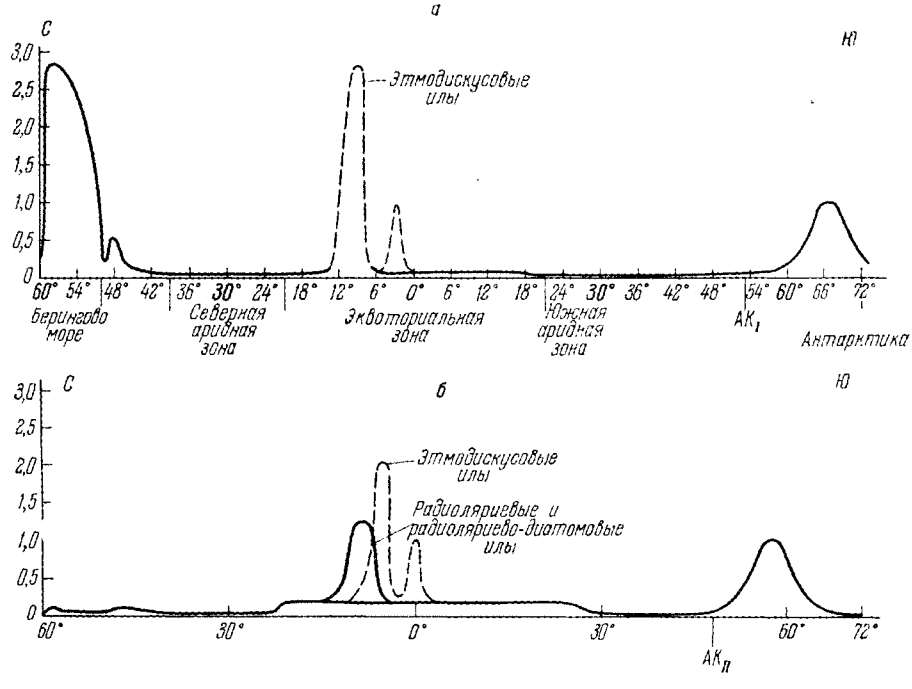


Рис. 25. Абсолютные скорости кремненакопления (*г/см*² в 1000 лет) в основных зонах накопления кремнистых осадков на разрезах через Тихий океан от Берингова моря до Антарктиды

а — в период накопления осадков I горизонта (последниковье, голоцен; 0—11 тыс. лет); *б* — в период отложения осадков II горизонта (последнее оледенение, вюрм; 11—80 тыс. лет)

копления в кремневом поясе Южного океана в 2—5 раз ниже скоростей голоценового кремненакопления в глубоководных котловинах Берингова моря. Максимальные значения скоростей по периферии ложа Индийского океана близки к соответствующим значениям в Беринговом море. Скорости кремненакопления в глубоководной части Охотского моря еще выше, чем в Беринговом.

Крайне незначительны абсолютные скорости кремненакопления в это время в экваториальной зоне, если не считать отдельных ее участков небольшой протяженности, где накапливаются этмодискусовые илы, показанные на схеме в связи с прерывистостью распространения пунктиром.

Сходные результаты для южной и экваториальной зон дает также разрез через Индийский океан. В Атлантическом океане отсутствует северная зона кремненакопления.

В вюрме (рис. 25, *б*), в связи с резкими климатическими изменениями, обусловленными оледенением, резко меняется циркуляция, а следовательно, поступление питательных солей к поверхности океана и, в конечном счете, интенсивность поставки кремнистого биогенного осадочного материала. С севера и с юга кремневые зоны как бы подтягиваются в сторону экватора, а в северной части Тихого океана кремненакопление вообще почти полностью прерывается. Берингово и Охотское моря круглый год покрыты льдами, которые развиты также и в северной части океана (особенно на северо-востоке, в районе зал. Аляска, где в это время идет накопление типичных айсберговых осадков, сходных с антарктическими). Кроме морских льдов, здесь были распространены также и айсберги.

В связи с резким усилением подъема вод на экваторе, вызванным ростом термических контрастов, в экваториальной зоне происходит увеличение скорости кремненакопления, а сама зона несколько расширяется сравнительно с современным поясом. Появляются радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые осадки с высоким содержанием кремнезема.

В южном поясе кремненакопления максимум скорости смещается от основания материкового склона к северу на 500—800 *км*, располагаясь на ложе океана и совпадая с положением кромки сплоченных льдов, которые ограничивали развитие жизни у берегов континента. Скорость кремненакопления здесь в то время была не выше, чем современная.

Рассмотренные схемы и приведенные выше описания истории кремненакопления в различных климатических зонах на протяжении голоцена и вюрма показывают, что в разных климатических поясах реакция кремненакопления на климатические изменения прошлого была различной. В одних зонах океана оледенение приводило к резкому снижению и даже прекращению кремненакопления (Берингово и Охотское моря, северная часть Тихого океана), в других, наоборот, вызывало значительное усиление его (экваториальная зона), в третьих — приводило только к смещению максимума в меридиональном направлении (южный пояс). Поэтому нельзя говорить об общем усилении или ослаблении кремненакопления при потеплениях или похолоданиях в геологическом прошлом, необходимо выяснение связей для конкретных климатических и физико-географических зон.

Закономерности кремненакопления даже в недалеком геологическом прошлом оказываются более сложными, чем на современном этапе.

ЛИТЕРАТУРА

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

Баранов В. И. и Кузьмина Л. А. Скорость отложения илов Индийского океана.— Геохимия, 1958, № 2.

Баранов В. И. и Кузьмина Л. А. Новые данные по радиоактивности Индийского океана.— Труды 7-й сессии Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960.

Безруков П. Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 64, 1964*а*.

Безруков П. Л. Осадкообразование в северной и центральной частях Индийского океана.— Межд. геол. конгресс, XXII сессия. Геология дна океанов и морей. М., Изд-во «Наука», 1964*б*.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время.— Труды Комис. по изуч. четверт. периода, т. XIII, 1957.

Безруков П. Л. и Романкевич Е. А. К стратиграфии и литологии донных отложений северо-западной части Тихого океана. Докл. АН СССР, 1960, 130, № 2.

Бродская Н. Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 115, 1952.

Бруевич С. В. и Зайцева Е. Д. К химии осадков северо-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 42, 1960.

Жузе А. П. Стратиграфия донных отложений на северо-западе Тихого океана.— Труды Ин-та геол. АН Эстонской ССР, т. VIII, 1961.

Жузе А. П. Стратиграфия осадков и палеогеографические условия осадконакопления в северо-западной части Тихого океана (по данным диатомового анализа).— XIX Межд. геогр. конгресс в Стокгольме. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Жузе А. П. Вопросы стратиграфии и палеогеографии северной части Тихого океана (по данным диатомового анализа).— Океанология, 1963, III, вып. 6.

Жузе А. П., Королева Г. С., Нагаева Г. А. Стратиграфические и палеогеографические исследования в Индийском секторе Южного океана.— Океанологические исследования, № 8. Сборник статей, X раздел программы МГГ. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Жузе А. П., Сечкина Т. В. Диатомовые водоросли в отложениях Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 12, 1955.

Зайцева Е. Д. Биогенные элементы в грунтовых растворах донных осадков Берингова моря.— Докл. АН СССР, 1954*а*, 98, № 6.

Зайцева Е. Д. Вертикальное распределение биогенных элементов в грунтовых растворах Берингова моря.— Докл. АН СССР, 1954*б*, 99, № 2.

Коренева Е. В. Изучение современных морских отложений методом спорово-пыльцевого анализа.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 13, 1955.

Коренева Е. В. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 22, 1957.

Крылов А. Я., Лисицын А. П., Силин Ю. И. Значение аргон-калиевого отношения в океанических илах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.

Лисицын А. П. Осадкообразование в южных частях Тихого и Индийского океанов.— Межд. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Мухина В. В. Биостратиграфическое расчленение донных отложений на ст. 3802 в экваториальной зоне Тихого океана.— Океанология, 1963, III, вып. 5.

Невесский Е. Н. О прибрежном осадкообразовании в Черном море.— Океанология, 1964, № 3.

Петелин В. П. О донных осадках западной части Тихого океана. Океанологические исследования. X раздел программы МГГ. Сборник статей, № 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Романкевич Е. А. Четвертичные глубоководные отложения северо-западной части Тихого океана и их значение для палеогеографии.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1963, № 6.

Романкевич Е. А., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана.— Межд. геол. конгресс, XXII сессия, 1964. Докл. сов. геологов. М., Изд-во «Наука», 1964.

Саидова Х. М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Старик И. Е., Жарков А. П. Скорость осадконакопления в Индийском океане по данным радиоуглеродного метода.— Докл. АН СССР, 1961, 136, № 1

Старик И. Е., Жарков А. П., Лисицын А. П. Скорость современного и позднечетвертичного осадкообразования в южной части Тихого океана по данным радиоуглеродного метода.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 4.
Старик И. Е., Кузнецов Ю. В., Лисицын А. П., Гращенко С. М., Френкдих М. С. О темпах седиментации в южной части Индийского океана.— Труды 7-й сессии Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. I Черное море.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.
Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Arrhenius G. Sediment cores from the East Pacific.— Repts Swedish Deep-Sea Exped. 1947—1948, v. 5, fasc. 1, Göteborg, 1952.
Kolbe R. W. Diatoms from equatorial Indian Ocean cores. Repts Swedish Deep-Sea Exped. 1947—1948, 1960, v. IX, № 2.
Emiliani C. Pleistocene temperatures.— J. Geol., 1955, v. 63, № 6.
Murray J., Renard A. F. Report on deep-sea deposits. London, 1891.
Murray J., Philippi E. Die Grundproben der Deutschen Tiefsee-Expedition 189 8—1899 auf dem Dampfer «Valdivia». Wiss. Ergebn. Dtsch. Tiefsee-Exped., Bd. 10, Jena, 1908.
Philippi E. Die Grundproben der Deutschen Tiefsee-Expedition 1898—1899 auf dem Dampfer «Valdivia».— Wiss. Ergebn. Dtsch. Tiefsee-Exped., Bd.. 10, Jena, 1908.
Rosholt I. N., Emiliani C., Geiss I., Koczy F. F., Wangersky P. I. Absolute dating of deep-sea cores by the Pa^{231}/Th^{230} method.— J. Geol., 1961, 69, № 2.

Г. А. Каледа

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ КРЕМНИСТОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Свободный кремнезем является наиболее распространенным соединением земной коры. В осадочных горных породах он встречается в виде обломочного, биогенного и хемогенного компонента, и в его геологической истории, как в зеркале, отразились основные тенденции эволюции осадконакопления в целом. Особенный интерес представляет, разумеется, эволюция хемогенного и органогенного осаждения кремнезема. Она неоднократно рассматривалась попутно или специально на страницах научных журналов и монографий (Страхов, 1947, 1960, 1963; Каледа, 1956; Швецов, 1958; Теодорович, 1958), но в свете новых данных и представлений к ней целесообразно вернуться еще раз.

Прежде чем перейти непосредственно к изложению темы настоящей статьи, необходимо кратко остановиться на некоторых методических вопросах изучения эволюции осадконакопления.

В настоящее время анализ ее ведется по трем взаимно дополняющим друг друга научно-методическим направлениям: 1) геохимико-статистическому, 2) сравнительно-литологическому и 3) формационно-историческому. Все они пытаются установить основные этапы и стадии в истории осадконакопления и вызвавшие их причины. Общая характеристика первых двух направлений уже давалась в литературе (Каледа, 1956), поэтому остановимся сейчас лишь на характеристике третьего. Оно, т. е. формационно-историческое направление, занимается анализом распространения по стратиграфической колонке разных типов формаций, т. е. естественных парагенетических комплексов горных пород. Изучение распространения формаций во времени является наиболее удобным методом установления этапов осадкообразования в истории Земли: если произошла смена формации, значит, коренным образом изменились тектонические или климатические условия седиментогенеза, так как формации отражают крупные тектонические и климатические изменения, а не кратковременные изменения береговой линии, незначительные колебания климата и тому подобные явления, отражающиеся в характере отдельных горных пород.

Анализ имеющегося в литературе фактического материала позволяет сделать вывод о том, что по стратиграфической колонке наиболее заметные изменения происходят не в составе отдельных пород как таковых, а в характере их ассоциаций: наиболее сложные минеральные образования хронологически являются наименее устойчивыми. Именно поэтому формационный анализ представляется наиболее удобным методом для выделения этапов осадконакопления и может служить первым звеном в изучении эволюции осадконакопления подобно тому, как термический анализ является первым звеном в физико-химическом изучении вещества. Форма-

ционно-исторический метод не противопоставляется сравнительно-литологическому. При геолого-историческом анализе формаций следует «снимать» следы метаморфизма, а номенклатуру формаций строить на седиментационно-диагенетических признаках слагающих их пород. Поэтому для наименования формаций удобнее использовать такие петрографически «нейтральные» термины, как «флиш», «малассы» и т. п. Но подобные термины имеются лишь для некоторых формаций, поэтому для наименования большинства формаций приходится применять названия пород, с которыми у геологов связаны представления об определенных генетических типах отложений и условиях их образования. Например, яшмы ассоциируются с геосинклинальными морями и подводным вулканизмом, опоки — с платформенными условиями.

Хорошо выделяются следующие кремнистые формации: джеспилитовая, яшмовая, опоковая; в каждой из них могут быть выделены разновидности (субформации).

Яшмовая формация известна на протяжении почти всей геологической истории Земли, джеспилитовая — только до нижнего кембрия, а опоковая появляется лишь с мела. Таким образом, геологическая история кремнезема естественно распадается на три этапа: 1) докембрийский — частично нижний кембрий, 2) кембрий—мел и 3) мел—кайнозой.

I

Под *джеспилитовой формацией* понимаются мощные толщи железисто-кремнистых пород, среди которых встречаются прослои и пачки первично-глинистых, превращенных в аспидные и аспидно-хлоритовые сланцы (Страхов, 1947; Родионов, 1954; Grout et al., 1951; Krenkel, 1925—1934). Толщи с джеспилитами следует выделять по крайней мере в два типа формаций (Шатский, 1954). Первый тип—джеспилиты, связанные с эффузивными породами, нередко превращенными в амфиболиты, всегда несущие признаки сильных постседиментационных деформаций. Это древние аналоги яшмовой формации. К нему относятся джеспилиты Улуг-тау в Казахстане, Байладила в Индии, п-ва Эйр в Австралии и многие другие, к ним мы вернемся ниже. Второй тип джеспилитовых толщ, за которыми только и следует сохранить название «джеспилитовая формация», представлен тонко переслаивающимися железисто-кремнистыми породами с прослоями глинистых и некоторых других. Эти толщи либо совершенно не обнаруживают связи с вулканизмом, либо связаны с ним в ничтожной степени. Масштабы этих образований и наблюдаемые в них соотношения железа и кремнезема не характерны для обычных яшмовых формаций. В некоторых случаях эти формации отлагались в заведомо платформенных условиях, например серия жакадиго Бразилии (Шатский, 1954).

Примером джеспилитовой формации может быть формация Наама-Трансвааль, описание которой дважды приводились в русской литературе Н. М. Страховым (1947, 1963) по данным П. Вагнера (Wagner, 1928). Анализируя данные Вагнера, Н. М. Страхов показал, что ближе к берегу развиты оолитовые руды сложного гематит-шамозит сидеритового состава, которые вполне аналогичны оолитовым железным рудам послеальгонского возраста. По направлению к центру бассейна эти руды замещаются железистыми глинистыми окремнелыми сланцами и джеспилитами с полосчатым распределением компонентов. Характерной особенностью джеспилитовых формаций, по Н. М. Страхову (1963), является отсутствие в них обломочного материала. Это свидетельствует о том, что слагающие их породы отлагались в динамически спокойных условиях, в сравнительно глубоководных и удаленных от берега участках морского дна.

Другим примером джеспилитовой формации может служить свита (у южноамериканских геологов формация) банд альта из серии

жакадиго юго-восточной Бразилии. Возраст этой серии проблематичен и определяется бразильскими исследователями (Dorr, 1945) как поздний докембрий или ранний палеозой. Вся серия в целом начинается континентальными отложениями, представленными аркозовыми песчаниками с прослоями конгломератов (формация урукум), которые постепенно сменяются железистыми песчаниками и железистыми джеспилитами (формация коррего дас недрас), переходящими в свою очередь в более чем 300-метровую толщу джеспилитов формации банд альта. Кровля последней срезана эрозией. Нетрудно заметить, что вся серия жакадиго представляет собою трансгрессивный комплекс, начинающийся резко полимиктовыми обломочными породами и заканчивающийся химически осажденными соединениями, поступавшими в бассейн, по-видимому, в результате интенсивно протекавших на прилегающей суше процессов химического выветривания. Никаких вулканических пород ни в формации банд альта, ни в серии жакадиго не наблюдается.

В основании формации банд альта выделяется два горизонта с псевдомеланом: нижний — мощностью от 20 *см* до 6 *м* и верхний — примерно 2—2,5 *м*. Эти горизонты и образуют известное марганцевое месторождение Моро до Урукум. Небольшие линзы с марганцевыми соединениями встречаются изредка и в других частях свиты.

В джеспилитах наблюдается сложная слоистость разного порядка от миллиметровых прослоек до пачек и пластов, резко обогащенных одним из компонентов. Встречаются прослои джеспилита мощностью до 6 *м*, состоящие на 70—80% из гематита, в которых выделяются прослои от 0,5 до 10 *см*, в большей или меньшей степени обогащенные кремнеземом. Кроме указанных компонентов, в формации банд альта встречаются изредка линзы глинистых и песчаных пород и очень редко — конгломератов, состоящих из гальки кремнистых пород. Отмечаются небольшие внутриформационные перерывы. Отсюда следует, что джеспилиты формации банд альта — более мелководное образование, чем джеспилиты Наама-Трансвааль; по сравнению с последними они, образно говоря, «прижаты к берегу». Важной особенностью этой же формации является приуроченность ее к платформенным условиям, что усиленно подчеркивал Н. С. Шатский (1954). Она выполняет пологую платформенную структуру типа синеклизы (Basinlike Syncline; Dorr, 1945).

Формации, подобные только что описанным, широко распространены среди докембрийских образований. Это — джеспилиты серии Чилпи-гата, описанные Р. Бартоняном в бассейне р. Маханади в Индии, которые подстилаются толщей конгломератов и песчаников и содержат марганцевые руды; возможно, к ним следует относить железорудную серию сингбума (Dann and Day, 1942) и др.

В более молодых отложениях такие формации неизвестны. Поэтому приходится прибегать к гипотезе об особых условиях выветривания и миграции кремнезема в древнейшие периоды истории Земли, отличных от условий последующих периодов ее развития. Эта гипотеза, высказываемая в разной форме многими исследователями (Gill, 1927; Leith, Lung and Leith, 1935; Обручев, 1935; Sakamoto, 1956; Hough, 1958; Виноградов, 1959 и др.)[1], наиболее обстоятельно была развита Н. М. Страховым. По его работам (1947, 1948, 1949, 1963) она хорошо известна советским геологам. Подчеркнем лишь, что представления об особых условиях выветривания и миграции элементов являются не только результатом сравнительно-литологического анализа, но и неизбежным выводом из анализа общего геохимического баланса и стратиграфо-геохимических исследований, как это уже указывалось в литературе (Каледа, 1956).

---

[1] Краткую сводку взглядов на образование докембрийских железных руд можно найти у Т. Сакамото (Sakamoto, 1956) и у Хауга (Hough, 1958).

II

Под *яшмовой формацией* понимаются толщи кремнистых пород с подчиненными прослоями пелитоморфных известняков, глин, туфогенных и прочих песчаников, эффузивов. В классическом случае кремнистые породы яшмовой формации представлены яшмами и яшмовидными силицитами. Эта формация известна от докембрия до кайнозоя, но лучше всего изучена в палеозойских толщах. Среди яшмовой формации выделяется большое количество разновидностей (субформаций), которые отличаются одна от другой прежде всего составом пород, сопутствующих кремнистым породам, их взаимоотношениями, а также степенью метаморфизма. О генетической связи яшмовидных пород с подводными излияниями писалось много (Davis, 1918; Taliaferro, 1943; Либрович, 1933; Швецов, 1958, Страхов, 1948, 1960, 1963; Шатский, 1954, 1955; Хворова и Ильинская, 1963; Соколова, 1963; Куденко, Стеценко, 1963 и др.), поэтому здесь необходимо остановиться только на некоторых частных вопросах формирования рассматриваемой формации и особенностях ее эволюции во времени.

Яшмовая формация исключительно геосинклинальная. Она образуется в геосинклинальных областях в эпохи дифференцированных движений, развивающихся на фоне общего прогибания. Нередко она подстилается глинисто-сланцевыми формациями, возникшими в начальный этап прогибания геосинклинали.

В некоторых случаях контрастность тектонических движений в период формирования яшмовых формаций достигает значительной интенсивности. Доказательством тому являются так называемые «тиллиты», описанные в железорудных сериях разных районов земного шара (Джолдашев и Королев, 1960; Дю Тоит, 1958) и, по-видимому, ошибочно принимавшиеся за свидетельство ледниковых условий. «Тиллиты» и «тиллитовидные породы» в толщах, датируемых как верх докембрия — низы палеозоя, прослеживаются по серии выходов в Тянь-Шане вдоль линии Николаева и Талассо-Ферганского разлома к северу от р. Нарын (Шульц, 1938; Джолдашев, 1962; Степаненко, 1958), т. е. очень четко контролируются крупными длительно развивавшимися разломами. В бассейне р. Нарын они отмечены и в железорудной свите джетымтоо (Джолдашев и Королев, 1960; Шульц, 1938). В просмотренной нами коллекции образцов Б. Джолдашева и в многочисленных фотографиях не удалось найти каких-либо признаков их ледникового происхождения[1]. Вероятнее всего, что это аллювиально-пролювиальные и турбидные отложения, связанные с отдельными резкими подвижками вдоль разломов. Против «гляциальной гипотезы» происхождения «тиллитов» в серии грикватаун выступает в последних работах Д. Куллен (Cullen, 1963).

Яшмовые формации не образуются на последних этапах развития геосинклинали, в моменты ее замыкания, даже при весьма интенсивном вулканизме. Ярким примером отложений этого этапа могут служить верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи Кураминского хребта. Они характеризуются обилием туфов и нормально обломочных пород и отсутствием яшмовидных (Васильковский, 1952; Абдулаев и др., 1958). Это подтверждается и на примере других районов земного шара.

Пространственно, как правило, яшмовая формация связана со спилито-кератофировой. Кремнистые породы встречаются и в составе последней, но как второстепенный ее компонент. Многочисленные данные позволяют совершенно определенно говорить о фациальных переходах формации

---

[1] В последней работе Б. Джолдашев (1964) пытается ввести термин «джетымит» для смешанно-тиллитоподобных пород.

яшмовой в спилито-кератофировую (основных и средних эффузивов) (см. рис. на стр. 406). Обычно яшмовая формация приурочена к склонам прогибов, входящих как элементы того или иного порядка в состав геосинклинальных областей. Среднюю часть таких прогибов обычно занимает формация основных и средних эффузивов. Такая картина наблюдается в Фергане и Алайском хребте. Здесь на глинистые сланцы нижнего силура ложатся формации основных и средних эффузивов, яшмовая и рифоидная, имеющие лудлов-нижнедевонско-эйфельский возраст. Эти формации многократно чередуются вкрест простирания структур. Мощности эффузивных толщ являются максимальными, рифоидных—минимальными (см. рис. на стр. 409).

Детальный петрографический анализ показал, что породы рифоидной формации, в изобилии содержащие остатки сине-зеленых водорослей, образовались в условиях мелководья и их переход к породам яшмовой формации сопровождается фациальными изменениями, характеризующими более глубоководные условия (подробнее см. Каледа, настоящий сборник, стр. 411). Таким образом, можно совершенно уверенно утверждать, что на поднятиях образовалась рифоидная формация, на склонах — яшмовая, в прогибах — формация основных и средних эффузивов.

Во многих районах развития яшмовой формации отсутствуют рифы, но приуроченность основных и средних эффузивов преимущественно к прогибам, а яшмовой формации — к их склонам, остается. В качестве примера можно привести докембрийскую яшмовую джеспилитовую формацию Карсакпайского синклинория (Марков, 1959) (рис. 1), центрального Казахстана (Маркова, 1948), Грампианской геосинклинали (Жинью, 1952). Известны, правда, случаи, когда яшмовая формация располагается в осевых частях прогибов (например, арканзасский новокулит) (Harlton, 1953; Goldstein and Hendricks 1953; Goldstein, 1959). Это, по-видимому, бывает тогда, когда эффузивы развиты в более отдаленных, еще не эродированных центральных частях геосинклинальной области.

Однако, вероятно, не всегда наблюдается четкое пространственное обособление собственно эффузивных и яшмовых толщ. Возможно, для их разделения требуется определенная конфигурация геосинклинального прогиба и определенная, правда, часто встречающаяся, локализация вулканических очагов. Следует отметить, что в подавляющем числе работ положение яшмовых толщ и яшмовых формаций в структуре региона совершенно не рассматривается.

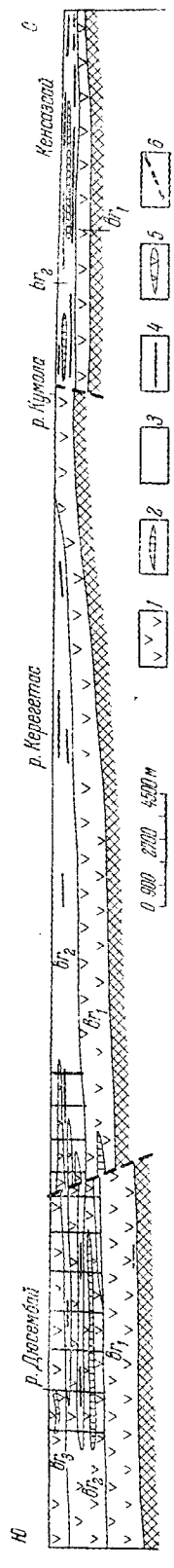


Рис. 1. Соотношение зеленокаменной и джеспилитовой формаций киватинского типа в Карсакпайском синклинории, по М. С. Маркову

1 — зеленокаменная формация; *2* — линзы кремнистых и железистых кварцитов в зеленокаменной формации; *3* — джеспилитовая формация киватинского типа; *4* — пачки железистых кварцитов в джеспилитовой формации; *5* — линзы вулканогенных пород в джеспилитовой формации; *6* — разломы; Br_3, Br_2; Br_1 — верхняя; средняя и нижняя части бурмашинской свиты. Вертикальной штриховкой (слева) показана переходная зона с переслаиванием пород двух формаций

Благодаря работам Н. С. Шатского (1954, 1955), М. С. Маркова (1958, 1959), Е. А. Соколовой (1963) и других исследователей среди вулканогенно-кремнистых формаций выделено значительное количество разновидностей (субформаций). Одни из них обусловлены типом и характером вулканизма, который они сопровождают (средний и основной или кислый), другие — расстоянием от вулканического очага и, наконец, третьи — общей эволюцией осадконакопления. Настоящие яшмовые формации связаны с формацией спилито-кератофировой (или основных и средних эффузивов). От них довольно сильно отличаются кремнистые формации, связанные с кислыми породами.

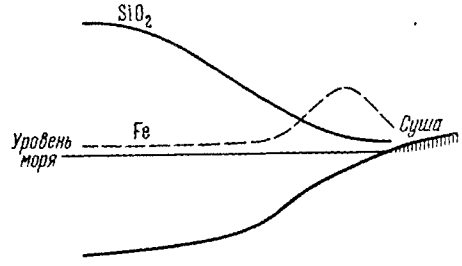


Рис. 2. Изменение интенсивности кремнистого и железистого осадконакопления с удалением от суши в морях постпротерозоя

В большинстве случаев спилито-кератофировая формация пространственно сменяется собственно яшмовой субформацией, в которой господствуют кремнистые породы, а остальные (обломочные, карбонатные, глинистые, эффузивы и туфы) играют резко подчиненную роль.

С удалением от вулканических очагов собственно яшмовая субформация сменяется субформациями, получившими от Н. С. Шатского (1954) название отдаленно-кремнистых. Среди них выделяются две основных разновидности — карбонатно-яшмовая и терригенно-яшмовая, или яшмово-терригенная. В строении этих субформаций кремнистые породы участвуют на равных правах с карбонатными, глинистыми и обломочными.

Сравнивая условия образования кремнистых пород формаций спилито-кератофировой, собственно яшмовой и карбонатно-яшмовой, можно отчетливо наблюдать изменения, связанные с удалением от источника кремнезема — вулканического очага.

В яшмовых прослоях среди толщ эффузивов нередко наблюдается песчаный, гравийный материал и даже галька. В силицитах собственно яшмовой формации наблюдается лишь песчаная и алевритовая примесь и то сравнительно редко. В карбонатно-яшмовой формации прослои яшм почти совершенно лишены обломочного материала. Он приурочен к основанию известковых прослоев[1], ритмично переслаивающихся с кремнистыми породами.

Эти факты свидетельствуют об изменении гидродинамических условий осаждения кремнезема с удалением от вулканических очагов. Можно думать, что SiO_2 сильно перенасыщает воду около выносящих его фумарол и интенсивно коагулирует при любых гидродинамических условиях, с удалением же от фумарол концентрация его падает. Мельчайшие мицеллы и химически растворимые частицы кремнезема далеко разносятся на площади бассейна. Малоподвижные застойные воды с пониженным pH по своим гидродинамическим и гидрохимическим свойствам более благоприятны для коагуляции и садки кремнезема, поэтому кремнистые породы образуют последние члены ритмов отдельных яшмовых формаций. Так, например, в лудлов-нижнедевонских отложениях Алайского хребта описаны следующие ритмы: 1 — а) известковистый песчаник, б) тонкополосчатый силицит (яшма), в) переслаивающиеся силициты (яшмы) и аргил-

[1] В известняках, переслаивающихся яшмами, псаммит не является обязательным компонентом, но если он присутствует, то приурочен в основном в нижней части известняковых пластов.

литы с мощностью отдельных прослоев от 1 до 10 *см*; 11—а) песчанистый известняк, б) силицит, в) аргиллит. В других случаях наблюдается такая последовательность: 1—а) известняк песчанистый, переходящий постепенно в: б) известняк, в) силицит, и 11 — а) известняк, б) силицит и т. д.

Существует мнение, высказанное различными исследователями (Либрович, 1933; Батурин, 1939; Davis, 1918 и др.), что яшма представляет собой мелководное образование. Однако, как справедливо отметил М. Кирхмайер (Kirchmayer, 1959), это мнение основывается лишь на парагенезисе яшм и яшмовидных пород с обломочными. Сейчас в глубоких участках современных морей установлено широкое распространение обломочных осадков, принесенных течениями и мутьевыми потоками. М. Кирхмайер в силурийских яшмах штата Невады наблюдал слоистость типа graded bedding, которую он использовал для определения подошвы и кровли пласта. Однако пока, насколько нам известно, роль течения и мутьевых потоков в образовании разных типов яшмовых формаций по-настоящему не анализировалась.

Весьма часто в яшмовых формациях встречаются глинистые породы. В некоторых случаях глины и силициты являются взаимозаменяемыми членами разреза. Это совместное отложение глинистого и кремнистого материала и накопление их в одних и тех же тектонических зонах неоднократно отмечалось в литературе на примере отложений различных систем (Davis, 1918; Батурин, 1939; Sakamoto, 1956[1]; Iwao, 1955 и др.). Оно хорошо объясняется сходством физико-химических свойств коллоидального кремнезема и глинистых минералов (табл. 1) (Куколев, 1951; Жуков, 1949).

Таблица 1

Наименование минералов	Изотенциальная точка	Условия тиксотропности
Коллоидальный кремнезем		pH 8,5—9,5
Каолинит	При переходе от кислой к слабокислой	Максимальная тиксотропность
Бентонит (монтмориллонит)		В щелочной и слабощелочной среде

Сравнивая же физико-химические свойства кремнезема и карбоната (Страхов, 1951, Siever, 1962), легко видеть их отличия (табл. 2), поэтому известковые и кремнистые отложения нередко территориально разобщены и являются разными членами ритмов отдаленно-яшмовых формаций.

При переходе от спилито-кератофировой формации к яшмовой и от одной разновидности последней к другой меняется не только соотношение между кремнистыми и иными породами, но и облик кремнистых пород в целом. Выше отмечалось изменение в содержании терригенной примеси. Изменяется также и их окраска. У кремнистых прослоев спилито-кератофировой формации часто наблюдается и даже преобладает красная окраска, обусловленная железистой примесью. Красный цвет обычен, но далеко не является преобладающим в кремнистых породах собственно яшмовой субформации, а в отделенно-кремнистой, карбонатно-яшмовой, красные

[1] Т. Сакамото использовал совместное нахождение кремнисто-железистых пород докембрия с первично-глинистыми для доказательства общности их происхождения. И те и другие он считал продуктами континентального выветривания, осажденными в одинаковых условиях, и в связи с этим возражал против теории их вулканического происхождения.

Таблица 2

Свойства	Кремнезем	Карбонат
Характер растворов	Преимущественно коллоидальный	Исключительно ионный
Способ переноса	Коллоид, истинный раствор	Суспензии, истинный раствор
Отношение растворимости к pH среды	Увеличивается с повышением pH	Уменьшается с повышением pH (определяется главным образом содержанием CO_2)
Устойчивость в растворе	Самопроизвольно коагулирует	Легко дает перемещенные растворы: для выделения твердой фазы нужна затравка
Отношение к волнениям	Мешает выпадению осадков при наличии тиксотропных свойств	Благоприятствует выделению твердой фазы
Реакция на температуру	Повышение температуры повышает растворимость	Повышение температуры понижает растворимость

силициты практически отсутствуют. Здесь господствуют серые, зеленые и черные тона. Таким образом, от формации к формации отчетливо вырисовывается фациальный профиль не только кремнистого, но и железистого осадконакопления, связанного с вулканогенно-осадочным процессом (рис.2). Следует, однако, подчеркнуть, что рассмотренный профиль в полном своем виде характерен только для послепротерозойских отложений.

Анализируя распространение во времени яшмовых формаций разного типа, можно наметить ряд изменений, связанных с общей эволюцией осадконакопления.

III

Среди древних докембрийских яшмовых формаций устанавливаются аналоги тех же разновидностей яшмовой формации, которые известны и из более молодых отложений (разницу в степени метаморфизма мы, как указывалось выше, не учитываем). В настоящее время можно выделить яшмовую формацию джеспилитов Киватинского типа и яшмовую формацию джеспилитов Криворожского типа, являющихся древними аналогами собственно яшмовой и терригенно-яшмовой субформаций палеозоя.

Формация Киватинского типа была выделена М. С. Марковым (1958, 1959). В ее составе преобладают кремнистые и кремнисто-глинистые породы с пачками и линзами железистых кварцитов и резко подчиненными прослоями эффузивов и туфов основного состава, песчаников и мрамора. Фациально эта кремнистая формация замещается сплошными вулканогенными толщами (см. рис. 1), которые претерпели значительные зеленокаменные перерождения. Примерами формаций этого типа являются Киватинская, Карсакпайская.

Яшмовая формация джеспилитов Криворожского типа также была выделена М. С. Марковым (1959). Это по существу древний метаморфизованный аналог яшмово-терригенных формаций, широко распространенных на протяжении почти всей истории Земли, за исключением, может быть, лишь самых последних ее этапов. Формация характеризуется наличием довольно мощных горизонтов конгломератов, песчаников и глинистых сланцев, кремнистые породы образуют в ней выдержанные слои и пачки.

Примерами формаций этого типа могут служить саксаганская свита Кривого Рога (Марков, 1959; Семененко и др., 1959; Белевцев и др.,

1962), свита ванцзяпу Аньшаньского района Китая (Белевцев и др., 1962). Оба указанных типа формаций (криворожский и киватинский) имеют особенности, отличающие их от яшмовых формаций палеозоя и мезозоя, что позволяет говорить об эволюции яшмовых формаций во времени.

Характерной особенностью яшмовых формаций Криворожского и Киватинского типов является приуроченность к ним огромных запасов железных руд. Этим они отличаются от их более молодых, палеозойских, аналогов, которые хотя и имеют повышенное содержание железа по сравнению с окружающими породами, но не содержат обычно больших его промышленных запасов. Объяснить это можно либо более интенсивным выносом кремнезема и железа в докембрии, чем в последующие времена, либо разным характером взаимодействия вулканогенных компонентов, выброшенных фумаролами в морскую воду, между собой и с раствором самой морской воды из-за изменения ее состава во времени. Для выяснения этих вопросов необходимо знать, как меняется соотношение железа и кремнезема в пространстве в отложениях разных систем. К сожалению, соображения, которые можно высказать по этому поводу, имеют качественный, ориентировочно-оценочный характер из-за слабо разработанной в деталях стратиграфии докембрийских толщ отдельных районов и незначительного количества и слабой представительности аналитического материала как по протерозойским, так и по более молодым отложениям.

В древних аналогах собственно яшмовой формации Криворожья кремнисто-железистые породы составляют незначительную часть (10—20%) всей толщи, образуя маломощные прослои от долей метра до нескольких метров. Концентрация железа не превышает 20—30% (Семененко и др., 1959). В яшмовой джеспилитовой формации, где прослои вулканогенных пород играют резко подчиненную роль, пласты железисто-кремнистых пород отличаются значительно большей выдержанностью.

Однако распределение железа весьма неравномерно: богатые им породы быстро сменяются бедными. В отдаленной яшмовой джеспилитовой формации, не содержащей совсем эффузивов, железистость пород сохраняется наиболее устойчиво по разрезу и по простиранию, хотя кремнисто железистые пачки сильно расчленяются разнообразными сланцами (Семененко и др., 1959). Содержание железа в джеспилитах этой субформации достигает, по данным украинских геологов (Белевцев и др., 1962), 40—60%. Территориально указанные формации разъединены, поэтому проследить непосредственные переходы от одной формации к другой, не представляется возможным. Судя по имеющимся публикациям (Tyler and Twenhowel, 1952; James, 1954), аналогичная картина размещения железистых накоплений наблюдается, по-видимому, и в районе Великих озер.

Таким образом, фациальный профиль кремнисто-железистого осадконакопления в докембрийских вулканогенно-кремнистых формациях, намеченный выше, принципиально иной, чем в палеозойских, в палеозое с удалением от вулканических очагов кремнезем как бы освобождался от сопутствующего ему железа, а в докембрии, наоборот, обогащался. Если масштаб железистого осадконакопления еще можно как-то объяснить различиями вулканических эксгаляций докембрия и палеозоя, то объяснить возникновение двух принципиально различных фациальных профилей таким способом нельзя. Приходится искать дополнительные не вулканогенные источники материала, образующего докембрийские отдаленно-кремнистые формации. Это обстоятельство в последнее время стали упускать, увлекаясь соблазнительными сопоставлениями древних и молодых вулканогенно-осадочных формаций, чему косвенно способствовали изящные работы Н. С. Шатского и охвативший всех интерес к вулканогенным образованиям, бывшим долгое время практически вне поля зре-

ния литологов. После широко распространенных взглядов о чисто или преимущественно осадочном происхождении железных руд докембрия естественно появление и диаметрально противоположных воззрений. Анализируя условия накопления вулканогенных компонентов, необходимо учитывать, что из фумарол, сольфатор и других источников они попадают в морскую воду, имеющую определенный состав, от которого в значительной мере и зависит дальнейшая судьба этих компонентов в зоне седиментогенеза. Как известно, источники компонентов морской воды весьма разнообразны. Выше мы говорили, что в докембрии, по всей вероятности, очень интенсивными были выветривание на континентах и обильный вынос железа и кремнезема в море.

Легкий разнос в докембрийских бассейнах железа и кремнезема, поступавших с суши, должен был приводить к их осаждению и в зонах вулканической деятельности, где, таким образом, накапливались совместно железо и кремнезем терригенного и вулканогенного происхождения. Непосредственной причиной выпадения железа и кремнезема в осадок могла явиться в обоих случаях взаимная коагуляция их, экспериментально изучавшаяся Э. Муром и У. Мейнардом (Moore and Maynard, 1929).

По-видимому, наличие двух источников железа и кремнезема — выветривание суши и вулканическая деятельность — и является характерной особенностью докембрийских яшмовых формаций Криворожского и Киватинского типов[1].

Сравнивая джеспилитовые толщи, относящиеся к яшмовой формации и к собственно джеспилитовой, нельзя не отметить в них много общих черт: характер переслаивания железистых соединений и кремнеземных с другими компонентами, отсутствие, как правило, обломочной примеси в кремнистых и железистых прослоях и др.

Между этими формациями, вероятно, существуют переходные разности: от формаций, где основным источником кремнезема является вулканическая деятельность, до формаций, где основным источником является его поступление с суши. Разобраться по существу в древних кремнистых формациях, учесть роль обоих источников можно будет лишь после обстоятельного сравнительно-литологического их изучения.

IV

Прекрасным объектом для изучения яшмовых формаций палеозоя, их взаимосвязей с вулканогенными и положения их в общем развитии региона могут служить районы Алайского и Ферганского хребтов (южный Тянь-Шань). Здесь в отложениях среднего палеозоя имеются две очень близкие по своему составу вулканогенные формации (основных и средних эффузивов): первая датируемая как лландовери — нижний венлок; вторая — как лудлов — нижний девон — эйфель.

Лландовери-венлокская формация представлена диабазами и порфиритами и развита лишь местами по периферии широкого среднепалеозойского геосинклинального прогиба южного Тянь-Шаня, который заполнялся преимущественно глинистыми и алевритовыми осадками, образующими филлитовую формацию. Эта вулканогенная формация не сопровождается яшмовой. Ей сопутствуют лишь отдельные линзы и прослои кремнистых пород преимущественно черного цвета, входящие в состав филлитовой формации.

Вторая вулканогенная формация — лудлов — нижний девон — эйфельская — представлена также основными и средними эффузивами, спилитами, диабазами, порфиритами и их туфами, но, в отличие от лланд-

[1] На возможность двух источников железа и кремнезема в древних железо-кремнеземных отложениях указывали Ван Гиз и Лейс (Van Hise and Leith, 1911).

довери-венлокской, сопровождается синхронными ей кремнистыми толщами, которые образуют самостоятельную яшмовую формацию с рядом разновидностей (собственно яшмовой и яшмово-карбонатной субформациями). Отношение объемов кремнистых пород к синхронным эффузивам равно примерно 1 : 6, что дает основание говорить об очень интенсивном выносе кремнезема из вулканических очагов, если источником его признать главным образом вулканизм. Определить соотношение объемов кремнистого материала и эффузивных пород для лландовери — венлока мы, к сожалению, пока не в состоянии.

Попытаемся на основании качественных соображений выяснить причины различия кремнистого осадконакопления в лландовери — венлоке и в лудлов — нижнем девоне. Петрографическое сходство эффузивов обеих формаций не позволяет предполагать о существенных различиях в интенсивности выноса кремнезема фумаролами в нижнем силуре и верхнем силуре и девоне. Следовательно, для объяснения различий в кремнистом осадконакоплении в лландовери — венлоке и лудлов — девоне приходится искать причины, не связанные непосредственно с различиями в химизме вулканической деятельности. По данным палеонтологов (Д. В. Наливкин, О. А. Никифорова, А. М. Обут, А. А. Волкова и др.), в силуре и девоне в южном Тянь-Шане был режим с нормальной морской соленостью, поэтому различия в солевом составе бассейнов лландовери — венлока и лудлов — нижнего девона не могли существенно сказаться на кремнистом осадконакоплении в этих бассейнах. Иное дело морфология дна нижнесилурийского и лудлов-девонского водоемов и их гидродинамика.

В лландовери — венлоке происходило общее практически недифференцированное прогибание геосинклинали южного Тянь-Шаня, в результате чего образовался сравнительно широкий морской бассейн. Вулканические процессы были локализованы только на его периферии и, по-видимому, связаны с глубинными разломами, отделяющими прогибающуюся геосинклиналь от смежных с ней геоантиклиналей (Резвой, 1959). В лудлов — нижнем девоне на фоне продолжающегося прогибания происходили интенсивные дифференциальные движения, приведшие к распаду единого геосинклинального прогиба на частные поднятия и прогибы. Поднятия либо превращались в острова, либо (чаще) являлись местами развития рифов. Вулканическая деятельность оказалась сосредоточенной в пределах узких морских впадин, отделенных одна от другой поднятиями. Ее, вероятно, следует связывать с разломами, ограничивающими внутригеосинклинальные прогибы от внутригеосинклинальных поднятий (Каледа, 1960). В таком бассейне с узкими прогибами, рифами и островами разнос кремнезема на значительные расстояния был затруднен, и он выпадал в осадок вблизи вулканических источников. В нижнем силуре при широком бассейне, когда вулканическая деятельность была развита лишь локально по его периферии, выносимый фумаролами SiO_2 легко разносился течениями и волнениями на значительные расстояния от вулканических очагов, яшмовая формация не образовывалась. Кремнезем осаждался на большой площади, смешиваясь с другими компонентами, и лишь изредка возникали прослои, линзы и пачки кремнистого состава. Места садки кремнезема определялись, по-видимому, прежде всего гидродинамическим фактором.

Сравнивая условия осадконакопления в нижнем силуре и в лудлов — девоне, необходимо подчеркнуть совершенно разную интенсивность эффузивной деятельности этих эпох. Эффузивы нижнего силура занимали примерно $^1/_{20}$ часть (если не меньше) рассматриваемого геосинклинального бассейна, лудлов-девонские — порядка $^1/_2$—$^2/_3$, причем на долю лав приходится не менее $^3/_4$ всего объема эффузивных толщ. Эти цифры заставляют предполагать и значительные различия в количествах кремнезема, поступавшего в бассейн, на единицу площади.

Нельзя, конечно, не учитывать возможности разбавления кремнезема другими компонентами. Однако в рассмотренном нами примере нижнего силура южного Тянь-Шаня не это определяло, по-видимому, отсутствие кремнистых толщ в разрезе. Сезонная слоистость в нижнесилурийских песчаниках по мощности не превышает 1—2 *мм*, так что интенсивность осадконакопления в то время была невелика. Тонкая же слоистость кремнистых прослоев колеблется от 1 до 5—8 *мм*.

Влияние интенсивности и типа вулканического процесса на кремненакопление можно проиллюстрировать на примере нижне- и среднепалеозойских отложений Западной Европы, материалы по которым недавно были обобщены и проанализированы в работах Л. Н. Формозовой (1960, 1962, 1963) и других исследователей. По данным С. Бубнова (1935) и М. Жинью (1952), в кембрии, ордовике и силуре в геосинклиналях Западной Европы протекала интенсивная вулканическая деятельность: диабазы и спилиты этого возраста образовали толщи мощностью в сотни, тысячи метров и распространились по простиранию структур на многие километры. В результате в Западной Европе широко развиты разнообразные яшмовые формации нижнепалеозойского возраста. С формациями основных и средних эффузивов и собственно яшмовой связаны железорудные линзы и горизонты.

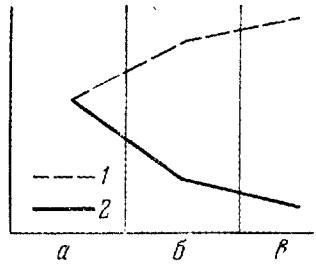


Рис. 3. Относительная интенсивность железистого осадконакопления в разных вулканогенно-осадочных формациях докембрия и палеозоя

1 — в докембрии; *2* — в палеозое. Для докембрия и палеозоя за эталон принята интенсивность садки железа при образовании формации основных и средних эффузивов. Формации: *а* — основных и средних эффузивов; *б* — яшмовая; *в* — отдаленная яшмовая

В девоне эффузивная деятельность резко ослабла, особенно незначительными стали излияния лав. Последние, по данным, приводимым Л. Н. Формозовой (1963), составляют не более 10—15% объема синхронных им отложений. В результате исчезают яшмовые формации, а кремнистые породы, в том числе и сопутствующие им маломощные и незначительные по существу железорудные образования, становятся второстепенным (не экономически, конечно) членом других формаций. В этих отложениях линзы кремнисто-железистых пород—джеспилитов— оказываются пространственно теснейшим образом связаны с вулканогенными породами: ими подстилаются, фациально замещаются или перекрываются. Приуроченность железисто-кремнистых пород непосредственно к районам вулканических излияний характерна и для настоящих кремнистых формаций среднего палеозоя других районов земного шара, о чем уже говорилось выше.

Таким образом, по сравнению с докембрием в палеозое изменились не только условия осадконакопления кремнезема и железа, выносимого с суши, что отмечалось Н. М. Страховым (1947), но и условия осаждения железа и кремнезема, выносимого вулканическими источниками. В обоих случаях садка железа и кремнезема начинает разъединяться. Кремнезем отрывается от своих источников, а железо, наоборот, оказывается локализованным в их непосредственной близости (см. рис. 2, 3, 4), т. е. вблизи суши или вулканических очагов. Эта особенность должна несомненно объясняться одной и той же причиной — изменением состава морских вод.

В отличие от палеозойских и докембрийских геосинклиналей и докембрийских платформ, на палеозойских платформах кремнистых формаций не зарегистрировано. Известны лишь конкреционные кремни и окремнелые толщи иного петрографического состава. Их примером могут

служить инферские и губковые слои Прибалтики, подольский горизонт Подмосковья и многие другие толщи и свиты (Архангельский, 1936, 1948; Вишняков, 1953; Юргенсен, 1958; Махлаев, 1960; Гравитас, 1963; Сорокин, 1963). Кроме того, из палеозоя описаны прослои и пласты черных и тонкослоистых силицитов в незагруженных прогибах предгорных и платформенных типа Предуральского, Мелекесского, Далаварского бассейнов, канала Шефильда и т. д., где они входят в состав различных, но не собственно кремнистых формаций (например, доманика) (Теодорович, 1950; Успенская, 1950; Schuchert, 1943; Adams and Frenzel, 1950; Кушнарева, 1963; Данилова, 1957; Герасимова, 1957).

Это свидетельствует о том, что в палеозое накопление кремнезема на платформах было сильно ослаблено и, каким бы путем ни происходило, разбавлялось более интенсивным осаждением других компонентов.

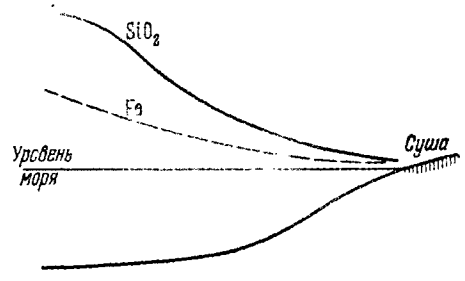


Рис. 4. Изменение интенсивности кремнистого и железистого осадконакопления с удалением от суши в морях докембрия

Изложенные данные позволяют предполагать, что в середине палеозоя морские воды были уже далеки от насыщения кремнеземом, но в эпохи вулканической деятельности в геосинклинальных областях временами возникали условия, благоприятные для его интенсивного хемогенного и органогенного накопления. По-видимому, эти условия определялись прежде всего интенсивностью выноса кремнезема фумаролами на единицу объема воды бассейна и особенностями гидродинамики последнего.

Проведенный сравнительный анализ разновозрастных кремнистых формаций палеозоя имеет принципиальное значение в связи с попытками объяснить различия особенностей распространения в древних отложениях кремнезема и других так называемых вулканогенных компонентов исключительно особенностями выноса их вулканическими источниками, а эволюцию осадконакопления сводить в значительной мере к изменению во времени механизма «эксгаляционно-осадочного процесса» (Формозова, 1963; частично Зеленов, 1963). Кстати, если силур-ордовикский вулканизм в Западной Европе интенсивнее девонского, то в Средней Азии и Казахстане наоборот — девон в большинстве районов был временем наиболее интенсивного вулканизма и образования кремнистых формаций; в Японии развитие их приходится на карбон, в Скалистых горах — на пермь и т. д.

В верхнем палеозое ($C_2 + C_3 + P$) происходит весьма резкое сокращение яшмовых формаций. Они сосредоточены в основном в зоне Тихоокеанского пояса. Это сокращение и почти полное исчезновение яшмовых формаций на значительных площадях Европы и Востока Америки объясняется тем, что верхний палеозой был временем замыкания герцинских геосинклинальных систем, резкого сокращения подводной вулканической деятельности, изменения состава вулканических продуктов от преимущественно основных до преимущественно кислых и изменения типа вулканизма с преимущественно лавового на преимущественно пирокластический. Приуроченность яшмовых формаций верхнего палеозоя к северной части Тихоокеанского пояса объясняется тем, что здесь в конце палеозоя не происходило замыкания геосинклиналей, продолжался основной подводный вулканизм (Stille, 1944). Короче говоря, в течение палеозоя распространение яшмовых формаций определялось прежде всего этапом и типом тектонического развития отдельных районов земного шара.

V

При сравнительном анализе палеозойских и мезозойских вулканогенно-осадочных комплексов привлекает внимание крайне незначительное распространение яшмовой формации в мезозое. Собственно яшмовая формация в этом периоде практически отсутствует. Кремнистые породы либо оказываются подчинены мощным толщам эффузивов, либо залегают в виде отдельных линз и прослоев среди пород, отлагавшихся вблизи вулканических очагов. Примеры таких образований хорошо известны из литературы (Wellman, 1949; Park, 1946; Reed, 1960; Соколова, 1963). Среди самих кремнистых пород преобладают явно органогенные их разновидности — радиоляриты.

Широкое распространение в мезозое получают эффузивные формации, в том числе и спилит-кератофировые, не сопровождающиеся или почти не сопровождающиеся какими-либо кремнистыми или яшмовыми пачками и толщами. Примером их могут служить формации Кавказа (Кузнецов, 1951), Крыма (Муратов, 1949) и других районов земного шара.

Резкое, неоднократно отмечавшееся в литературе (Страхов, 1947; Шатский, 1954), ослабление кремнистого породообразования в мезозое и кайнозое по сравнению с палеозоем можно объяснить либо резким изменением качественного характера вулканических эксгаляций, либо уменьшением количества излияний, либо отрывом садки кремнезема от выносящих его в море вулканических источников благодаря меньшей относительной насыщенности воды кремнеземом в морях мезозойских, чем в палеозойских.

Весьма соблазнительно изменения, связанные с вулканогенно-осадочным комплексом, объяснять эволюцией вулканогенно-эксгаляционного процесса. Создается иллюзия, что, изучая историю седиментогенеза, можно выяснить эволюцию мантии Земли и легко объяснять, не прибегая к детальному литологическому анализу, некоторые пока еще не ясные особенности осадконакопления древних водоемов.

Трудно допустить, чтобы резкие изменения характера вулканогенно-эксгаляционного процесса в истории Земли не сопровождались изменениями в составе твердых продуктов вулканических извержений — планетарной эволюцией основных типов эффузивных пород. Пока таких данных нет. Поэтому надо сначала попытаться объяснить эволюцию осадочных членов вулканогенно-осадочных формаций исходя из особенностей состава атмосферы и гидросферы на разных этапах развития Земли.

VI

Под *опоковой формацией* понимаются толщи кремнистых пород, обычно светлых, белых или серых, обладающие небольшой мощностью (от единиц до нескольких десятков метров, редко до двухсот метров), хорошо выдерживающиеся на больших пространствах. Основными породами опоковой формации являются опоки, трепелы, диатомиты[1], кремнистые опоковидные глины, иногда радиоляриты.

Обычно в разрезах формации преобладают опоки и опоковидные глины. Последние в иностранной литературе описываются как просто глины, иногда как гезы. Второстепенные компоненты представлены глинами, алевролитами, песчаниками, иногда гравелитами. Песчаники и алевролиты обладают, как правило, олигомиктовым составом. Весьма обычен для пород

---

[1] Эти породы, образовавшиеся в геосинклинальных областях в связи с вулканической деятельностью, обычно отличаются от платформенных большей чистотой кремнистого вещества (Кальверт, 1933; Ladoo, 1951; Trischka, 1929; Самойлов и Рожкова, 1925; Яншевский, 1921; Червинский, 1956).

опоковой формации глауконит. По периферии в зоне, переходной от опок к прибрежным песчаникам, иногда наблюдаются скопления железных руд.

Примерами опоковых формаций могут служить кремнистые толщи верхнего турона и сантона северного крыла Днепровско-Донецкой впадины, северного Подмосковья, палеогена южной части Волго-Уральской области и Зауралья, сенонские отложения Парижского бассейна, нижнемиоценовая формация кальверт восточных штатов Северной Америки, нижняя часть серии виннинг (мел) Западной Австралии (Бушинский, 1954; Архангельский, 1912, 1934; Марков, 1929; Самойлов, Рожкова, 1925; Семихатов, 1925; Петренко, 1933; Жинью, 1952; Гурова, Казаринов, 1962; Лавров, 1957, 1959; Казанский, 1963; Schuchert, 1943; David, 1950). Опоковая формация не является аналогом глубоководного диатомового ила, а представляет собой относительно мелководное образование, приуроченное к эпохам пенепленизации окружающей моря серии, к эпохам трансгрессий и смены трансгрессий регрессиями. Слагающие ее толщи формируются обычно недалеко от участков суши, откуда шло поступление растворенного кремнезема и тонкой терригенной мути. Такая обстановка была в эпохи накопления кремнистых толщ мела и палеогена Русской платформы, мела Парижского бассейна, в Австралии и других районах. В основании опоковой формации нередко наблюдаются перерывы и несогласия.

Характерной особенностью формации является ее биполярность[1]. В северном полушарии опоковые формации четко прослеживаются из Парижского бассейна (Жинью, 1952; Бубнов, 1935) через Польшу, южную и среднюю части Русской платформы (Архангельский, 1912; Добров, 1932; Каплачев, 1947; Бушинский, 1954; Васильев, 1956; Сеньковский, 1963) в западную Сибирь (Петренко, 1933; Гурова, Казаринов, 1962). В северной Америке ее аналогами являются, по-видимому, формации монтана и кальверт (Schuchert, 1943). В южном полушарии она представлена нижней частью серии виннинг в Австралии (David and Brown, 1950). Своей биполярностью опоковая формация очень напоминает современные диатомовые илы. Хронологически она почти совпадает с появлением диатомей: она устанавливается с мела, а первые находки диатомовых известны из верхней юры (Криштафович, 1948). Сейчас уже почти не вызывает сомнения органическое происхождение слагающих ее пород — трепелов и опок, образование которых объясняется растворением раковинок диатомовых (Самойлов и Рожкова, 1925; Швецов, 1958). Настоящие диатомиты также встречаются (иногда даже в значительном количестве) в составе опоковой формации. Нижнемезозойские и палеозойские аналоги ее, представленные хотя бы перекристаллизованными кремнистыми породами, халцедоновыми или кварцевыми, не известны.

VII

Морские вулканогенно-осадочные комплексы с кремнистыми породами известны среди молодых кайнозойских отложений. Примером их могут служить олигоценовые и миоценовые отложения Камчатки, Сахалина и Японских островов (Бродская, 1963), эоценовые отложения п-ва Олимпик на границе США и Канады (Соколова, 1963), а в южном полушарии — третичные отложения с диатомитами Новой Зеландии (Reed, 1958).

Сравнивая эти комплексы с их палеозойскими аналогами, нельзя не обратить внимания на то, что в палеозое кремнистые породы составляли весьма существенную часть подобных комплексов, а в кайнозое — сравни-

---

[1] Термин биполярность был введен, насколько нам известно, Л. С. Бергом (1929), а в геологической литературе он получил право гражданства после речи Н. С. Шатского (1955).

тельно незначительную. Они образуют отдельные прослои, линзы, небольшие пачки, но настоящей яшмовой формации установить не удается. Таким образом, приходится говорить не о яшмовых формациях кайнозоя, а о кремнистых прослоях, входящих в состав разных формаций.

Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что, судя по имеющимся у нас весьма неполным данным, вулканогенно-осадочные комплексы, содержащие кремнистые прослои, во всяком случае наиболее мощные и выдержанные, находятся в поясах глобального развития кремнистых органогенных отложений, охватывающих как северное, так и южное полушария. К этим поясам приурочена, как указывалось выше, опоковая формация платформ, а в пределах геосинклиналей такие же кремнистые породы, как и в вулканогенно-осадочных комплексах, встречаются в других геосинклинальных формациях как второстепенный член разреза. Такие случаи описаны, кстати, для флишевых толщ альпийской зоны Европы, в частности для олигоценового флиша Карпат (Kotlarczyk, 1958).

Таким образом, кремнистые и вулканогенные породы в кайнозое совмещены в ряде случаев, вероятно, лишь пространственно, но этот парагенез их не повсеместен, за ним нет той тесной генетической связи, которая отчетливо чувствуется в палеозое. Разумеется, нельзя совсем сбрасывать влияние вулканизма на кремнистое осадкообразование. Он является одним из источников кремнезема в воде Мирового океана, но не он непосредственно определяет локализацию кремнистого осадкообразования в течение всей кайнозойской эры.

Следует подчеркнуть, что ни у кого из исследователей не возникает сомнения в органогенном происхождении кремнистых пород кайнозоя, за исключением, разумеется, гейзеритов.

Просмотр довольно значительной литературы по кремнистым породам позволяет высказать мнение, что остатки кремневых организмов лучше сохранились в кайнозойских геосинклинальных формациях, нежели в одновозрастных им платформенных. По-видимому, процесс разложения раковинок диатомовых наиболее интенсивно идет в стадию диагенеза, более длительную на платформах, чем в геосинклиналях, о чем писала А. Г. Коссовская (1962) на основании изучения терригенных формаций Вилюйской впадины.

VIII

Кроме трех описанных кремнистых формаций — джеспилитовой, яшмовой и опоковой, а также кремнистых прослоев в составе морских вулканогенно-осадочных, флишевых и других комплексов — среди кайнозойских отложений известны озерные кремнистые осадки — преимущественно диатомиты. Они являются частью континентальных эффузивно-осадочных и терригенно-осадочных формаций, в которых залегают в виде линз небольшой мощности и занимают обычно незначительную площадь. Основные типы пород, слагающих эти линзы, представлены диатомитами, кремнистыми, содержащими диатомеи с глинами и трепелами, а второстепенные — алевролитами и песчаниками. Обычно их описывают из районов кайнозойского вулканизма, например Закавказья (Лейе, Ширинян, 1957), Японии[1], Северного Квисленда (White and Crespin, 1959) и др. Однако известны они и в зонах аридного и семиаридного климата. Таковы, по-видимому, третичные диатомиты Нигерии из нижней части формации керри-керри (Verley et al., 1956). Более древние аналоги подобных кремнистых пород пока не обнаружены.

---

[1] Геология и минеральные ресурсы Японии, ИЛ, 1951.

IX

Как указывалось выше, на основании формационного анализа, геохимических и сравнительно-литологических данных можно предположить, что докембрий резко отличался от всех последующих периодов по условиям седиментогенеза. Это широко обсуждалось как в нашей отечественной литературе (Обручев, 1935; Страхов, 1947, 1948, 1949, 1963; Виноградов и др., 1952; Виноградов, 1959), так и на страницах зарубежных журналов и книг. Все авторы, независимо от применяемой ими методики исследования, приходят к выводу, сделанному впервые еще Ломоносовым, что «было некогда время, когда океан и все прочие моря состояли из воды пресной». Статья И. Хауга (Hough, 1958), например, так и называется «Пресноводные условия образования докембрийских железорудных формаций».

Общепринятым также может считаться, что в первичной атмосфере Земли не было или почти не было свободного кислорода (Вернадский, 1934; Rankama, 1959), последний, как показал В. И. Вернадский, является ее биогенным компонентом.

Наконец, ни у кого не вызывает сомнения обильное содержание в древней атмосфере CO_2 и значительное — таких летучих компонентов, как SO_3, Cl и др.

Только приняв эти три постулата, можно объяснить особенности кремнистого осадконакопления в докембрийских бассейнах и его тесную связь с железорудным процессом. Обилие CO_2 и других летучих компонентов вызывало интенсивное выветривание силикатов и обильный вынос из коры выветривания железа, кремнезема и других соединений, в том числе щелочных и щелочно-земельных элементов. Отсутствие или незначительные количества свободного кислорода в атмосфере и в водах делало возможным перенос железа в наиболее растворимой двухвалентной его форме. Низкие значения pH благоприятствовали также разносу $Fe^{\cdot\cdot}$ и $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ на незначительные расстояния от берега.

Коллоиды кремнезема осаждались в результате механической дифференциации и взаимной коагуляции в спокойных застойных участках бассейнов. Процесс этот, как указывалось выше, экспериментально изучен Э. Муром и У. Мейнардом (Moore and Maynard, 1929). Суша, конечно, не была единственным источником кремнезема в морской воде. Значительная, а может, большая часть его поступала в моря в результате подводной вулканической деятельности. Однако откуда бы ни поступал кремнезем, судьба его и сопутствующих ему компонентов в равной степени определялась химизмом морской воды. Имеющиеся данные позволяют говорить о широком развитии в докембрии вулканической деятельности и ее значительной интенсивности. Содержание кремнезема морей докембрия было близко к насыщенному, поэтому часто и возникали условия, благоприятные для его садки как на платформах, вне связи с вулканизмом, так и в геосинклиналях.

Все, или почти все эффузивные формации докембрия сопровождаются мощными толщами кремнистых пород. С увеличением карбонатного осадконакопления содержание CO_2 в атмосфере стало уменьшаться, что привело к уменьшению интенсивности выветривания. Тому же способствовало и распространение осадочного чехла на все больших пространствах Земли. Появление в результате фотосинтеза свободного кислорода и прогрессирующее повышение pH морской воды, вызванное привносом, главным образом с суши, щелочных и щелочно-земельных элементов, стали затруднять миграцию железа. На миграционные возможности кремнезема появление свободного кислорода не оказало существенного влияния. Повышение pH, как только природные воды из сильнокислых стали слабокислыми, благоприятствовало повышению растворимости, а следователь-

но, и возможности миграции кремнезема. В результате, теснейшая седиментационная связь железа с кремнеземом оказалась нарушенной: кремнезем все дальше и дальше относился от источников его поступления в моря, а железо, наоборот, приближалось к ним. Слабые седиментационные связи железа и кремнезема еще чувствуются в палеозое и в меньшей степени — в мезозое, но только в вулканогенно-осадочном процессе.

По-видимому, можно говорить о том, что эволюция вулканогенно-осадочных комплексов отстает от эволюции нормально-осадочных, а следовательно, и о том, что не эволюция вулканизма, не эволюция мантии Земли являются определяющими, ведущими факторами эволюции седиментогенеза.

Вулканизм является стабилизирующим, а не ускоряющим и решающим фактором эволюции осадконакопления.

Этот вывод, основанный на анализе литологических материалов по кремнистому осадконакоплению, не противоречит результатам геохимических исследований, выполненных В. Руби (1951, 1955), считавшим, что современный состав атмосферы и гидросферы есть прежде всего результат длительной дегазации Земли. Если состав продуктов дегазации существенно не менялся во времени, то поступление их в воздушную и водную оболочку Земли должно было, периодически несколько меняя их состав, задерживать его направленные эволюционные изменения, а следовательно, стабилизировать условия осадконакопления на длительных отрезках геологического времени.

В позднем докембрии появились кремнистые организмы, и с тех пор органогенная садка кремнезема все больше и больше подавляет хемогенную. В палеозое хемогенное осадконакопление кремнезема ограничивается практически лишь геосинклинальными областями и эпохами интенсивной подводной вулканической деятельности. Вода палеозойских морей, как правило, была недонасыщена кремнеземом.

В литературе неоднократно указывалось (Daly, 1907—1909; Страхов, 1947; Виноградов и др., 1952; Соколов, 1955; Каледа, 1956), что в конце палеозоя в характере осадкообразования произошли изменения. По-видимому, они обусловлены в основном изъятием из атмосферы и гидросферы и захоронением в осадок углекислоты и переходом карбонатных морских вод в хлоридно-сульфатные. Можно предполагать, что если убыль CO_2 и продолжающийся принос с суши щелочных элементов сказались в какой-то мере на повышении pH морской воды, то неизбежно увеличились возможности разноса кремнезема по площади морских бассейнов и растворимость его при выпадении в осадок органогенным или иным путем. В результате должно было уменьшиться образование чисто кремнистых осадков во всех морях земного шара и как следствие из этого произойти некоторое «угнетение» яшмовой формации; выносимый фумаролами кремнезем стал дальше относиться от вулканических очагов и больше смешиваться с осадками иного состава.

Изложенный выше материал целиком и полностью подтверждает это положение. Повышение pH морской воды после верхнепалеозойского угленакопления имело для истории кремнезема еще и другое значение. Оно повысило его предельное абсолютное содержание и тем самым при прежней относительной концентрации (или при незначительном ее понижении) облегчило извлечение кремнезема организмами. Следовательно, для интенсификации и расширения органогенной садки SiO_2 было необходимо появление и развитие кремнистых организмов, обладающих высокой биологической продуктивностью и неприхотливых к условиям среды (Зенкевич, 1951). Из всех известных кремнистых организмов этими особенностями в максимальной степени обладают диатомеи. Первые находки их относятся к юрскому периоду. Имеющиеся в литературе упоминания о нахождении раковинок диатомей в каменноугольных отложениях

и триасе являются недоразумением (Курсанов и Комарницкий, 1945; Криштафович, 1948).

Широко распространены диатомеи в меловом периоде. С этого же времени известна опоковая формация: ее появление знаменует начало третьего периода в истории кремнезема. Развитие диатомей и других кремнистых организмов привело к резкому недосыщению морской воды кремнеземом и к отрыву кремнистого осадконакопления от вулканических очагов. Садка кремнезема стала определяться не расположением участков подводной вулканической деятельности, а районами развития кремнистых организмов и динамикой разноса кремнистых раковин по площади бассейна. Если биогеографический и гидродинамический факторы благоприятствуют осаждению кремнезема в районах вулканизма, то только тогда возможно пространственное совмещение эффузивных и кремнистых отложений. Имеющийся фактический материал заставляет предполагать, что такое положение характерно для всего кайнозоя. Благодаря диатомеям, среди которых имеются как морские, так и пресноводные формы, кремнистые отложения в кайнозое характерны не только для морских, но и для континентальных бассейнов.

С геохимической точки зрения диатомеи представляют исключительный интерес, так как обладают способностью разрушать алюмосиликаты. История открытия этой их способности такова. Д. Меррей обратил внимание на то, что распространение диатомей и диатомовых илов в южном полушарии совпадает с границей распространения плавающих льдов, при таянии которых в воду попадает тонкая терригенная муть, состоящая, по Меррею, из глинистых частиц. Это заставило Д. Меррея и Р. Ирвина (1890—1891) провести экспериментальные исследования по развитию диатомей в среде, лишенной свободной кремнекислоты, но содержащей «глинистые частицы». Результаты оказались положительными, но, к сожалению, минералогическая природа «глины» не определялась. Позже опыты Д. Меррея повторил В. Н. Вернадский (1921, 1938) на каолините, А. П. Виноградов и Е. К. Бойченко на нонтроните (1942), Купэн (Вернадский, 1938) на ортоклазе, каолините и глине.

В результате разложение диатомеями алюмосиликатов оказалось твердо установленным фактом, но геохимическое значение его в истории кремнезема до сих пор еще не учитывается. Некоторые исследователи (Рухин, 1954) вообще полностью отрицают геологическое значение этого процесса на том основании, что неизвестны бокситы, связанные с толщами опок, трепелов и диатомитов. Такой вывод состоятелен только в том случае, если единственным минералом, который расщепляют диатомеи, является каолинит. Образование бокситов возможно лишь тогда, когда соотношение $Al_2O_3 : SiO_2 > 1 : 2$ (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Соотношение 1 : 2 (в пересчете на атомные количества Al : Si = 1 : 1) свойственно каолиниту. В других алюмосиликатах оно равно 1 : 3 (ортоклаз), 1 : 2 (монтмориллонит) и имеет разные значения в группе гидрослюд. Следовательно, при разложении каолинита образование кремнистых пород без глиноземистых невозможно, но при разложении других алюмосиликатов они могут возникнуть и без бокситов, но с каолинитом. Несомненно, однако, что подавляющая часть кремнезема извлекается диатомеями из раствора, а не путем расщепления алюмосиликатов. Но и последний процесс также может составить заметный процент органогенного кремнезема, правда, какой именно, мы пока не знаем даже приблизительно.

В заключение следует подчеркнуть три основных особенности эволюции кремнистого осадконакопления:

1) постепенное разобщение кремнистого и железистого осадконакопления;

2) переход от хемогенного к исключительно органогенному осаждению;

3) отрыв кремнистого осадконакопления от вулканических очагов.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. (ред.), Аделунг А. С. и др. Основные черты магматизма и металлогении Четкало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1958.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Изд. 2. М.— Л., ОНТИ, 1934—1935.

Архангельский А. Д. К вопросу о происхождении некоторых осадочных и кремнистых пород СССР.— В кн.: «Академику В. Н. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности», ч. 2. М., Изд-во АН СССР, 1936.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Изд. 1. М.— Л., Госгеолиздат, 1948.

Батурин В. П. О нефтепроизводящих отложениях в разрезе нижнего палеозоя Южного Урала. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939.

Белевцев Я. Н. (ред.). Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Белевцев Я. Н. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.

Белевцев Я. Н. и др. Геология Криворожских железорудных месторождений. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.

Бродская Н. Г. Ряды формаций геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии.— Труды ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Бубнов С. Геология Европы. Л.— М., ОНТИ, 1935.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донской впадины.— Труды ГИН АН СССР, вып. 156, 1954.

Васильев В. С. О минералогической природе аутигенного кремнезема в осадочных породах мезозоя и палеогена нижнего Поволжья.— Вопр. минер. осадочных образований, кн. 3 и 4. Львов, Изд-во ЛГУ, 1956.

Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1952.

Вернадский В. Н. Записка об изучении живого вещества с геохимической точки зрения.— Изв. Рос. АН, 1921, XV.

Вернадский В. Н. Биохимическая роль алюминия и кремния в почвах. — Докл. АН СССР, 1938, XXI, № 3.

Вернадский В. Н. Очерки геохимии (1934). М., Изд-во АН СССР, 1954.

Виноградов А. П. Возникновение биосферы.— В сб.: «Возникновение жизни на Земле». М., Изд-во АН СССР, 1959.

Виноградов А. П., Бойченко Е. К. Разрушение каолинита диатомовыми водорослями.— Докл. АН СССР, 1942, 37, № 4.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. и Ратинский В. М. Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.

Вишняков С. Г. Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего—среднего карбона северо-западного крыла Подмосковного бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.

Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Гравитас В. А. Силикаты даугавской свиты.— Труды Ин-та геол. АН Латв. ССР, вып. 10, 1963.

Герасимова Е. Т. К фациальной характеристике среднефранских отложений востока Татарии и прилегающих территорий.— Изв. Казанского ФАН ССР, серия геол., № 6, 1957.

Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М., Гостоптехиздат, 1962.

Данилова Т. Е. О литологии доманиковой свиты Татарии.— Изв. Казанского ФАН ССР, серия геол., 1957, № 4.

Джолдашев Б., Королев В. Г. Строение джитымской серии в хр. Джитым-Тоо.— Изв. АН Кирг. ССР, серия ест. и техн. наук, 1960, II, вып. 6 (геология).

Джолдашев Б. Стратиграфическое расчленение свиты Джитым-Тоо в пределах Джитымского железорудного месторождения (Тянь-Шань).— В сб.: «Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии». Фрунзе, Изд-во АН Кирг. ССР, 1964.

Добров С. А. Геологический очерк Дмитровского края.— Труды музея Дмитровского края.

Дю Тоит. Геология Южной Африки. М., 1958.

Жинью М. Стратиграфическая геология. Перев. с франц. ИЛ, 1952.

Жуков И. И. Коллоидная химия. Изд. ЛГУ, 1949.

Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.— Труды ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря, т. 2. М., «Советская наука», 1951.

Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации среднего Приобья (Западно-Сибирская низменность).— Труды Ин-та геол. и геофиз. Сибирск. отдел. АН СССР, вып. 18, 1963.
Каледа Г. А. Периодизация геологической истории кремнезема. В сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов, 1956.
Каледа Г. А. Девонские отложения Южной Ферганы.— В сб.: «Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня», т. II. Изд-во Львовск. Гос. Ун-та, 1960.
Кальверт В. Диатомиты (Пер. с англ. с дополн. К. К. Дондо). ИЛ, 1933.
Каплачев А. И. Останцы верхнемеловых отложений под гор. Ярославлем.—Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXII, вып. 4, 1947.
Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды ГИН АН СССР, вып. 63, 1962.
Криштафович А. Н. Курс палеоботаники. М., Госгеолиздат, 1948.
Куденко А. А., Стеценко В. П. О роли вулканизма в образовании осадочных горных пород.— Труды лаборатории палеовулканологии Каз. ИМС, вып. 2. Алма-Ата, 1963.
Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа.— Труды ГИН, вып. 131, 1951.
Куколев Г. В. Химия кремния и физическая химия силикатов. М., Промстройиздат, 1951.
Курсанов Л. Н. и Комарницкий Н. А. Курс низших растений. М., «Советская наука», 1945.
Кушнарева Т. И. Доманиковые фации среднефранского бассейна Тимано-Печорской провинции. Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, 1963, № 3.
Лавров В. В. Морской палеоген зауральских равнин и его континентальные аналоги. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1957.
Лавров В. В. Закономерности мезокайнозойского осадконакопления в Западной Сибири.— Вест. АН Каз. ССР, 1959, № 3.
Лейе Я. Б., Ширинян К. Г. Об озерных отложениях и новейших продуктах вулканизма Агинского района.— Труды Арм. геол. упр., 1957, № 1.
Либрович Л. С. Основные черты геологической истории Кизило-Уртазымского района на Южном Урале.— Зап. Росс. мин. о-ва, ч. LXII, вып. 1, 1933.
Марков М. С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакпайского синклинория.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.
Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском антиклинории.— В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Марков П. Н. Дабужское месторождение трепела и огнеупорной глины в Мещовском уезде Калужской губернии.— Труды Ин-та прикладн. минерал. и металлургии, вып. 42, 1929.
Маркова Н. Г. Тектоника Чингизской зоны Северо-Восточного Казахстана. Тектоника СССР, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1948.
Махлаев В. Г. Аутигенный кремнезем в данково-лебедянских слоях.— Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, 1960, № 9.
Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.— Тектоника СССР, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1949.
Обручев В. А. Рудные месторождения. Л.— М., ОНТИ, 1935.
Петренко А. А. Геологический очерк Орско-Донбровского промышленного района.— Зап. Всер. Минерал. об-ва, ч. 68, № 3, 1933.
Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы.— В сб.: «Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня», т. 1. Изд-во Львовск. Гос. ун-та, 1959.
Родионов Е. В. Закономерности размещения железорудных формаций в докембрии УССР. — Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 2.
Рожкова Е. В., Горецкий Ю. К. Происхождение и классификация кремниевых опаловых пород.— В кн.: «Диатомиты и трепелы», т. 1. М.— Л., 1945.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Госгеолтехиздат, 1954.
Самойлов Я. В., Рожкова Е. В. Отложения кремнезема органогенного происхождения (кремнистые биолиты-силикобиолиты).— Труды Ин-та прикладн. минерал. и металлургии, вып. 18, 1925.
Семененко Н. П. и др. Геология железо-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
Семихатов А. Н. Распространенность нижнетретичных опок в области Европейской России.— Труды Ин-та прикладн. минерал. и металлургии, вып. 18, 1925.
Сеньковский Ю. Н. К генезису трепелов верхнего мела юго-западной окраины Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1963, 151, № 1.
Соколов Д. С. О возможных причинах эволюции первичного доломитообразования.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXX, вып. 5, 1955.
Соколова Е. А. О марганценосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа.— Труды ГИ АН СССР, вып. 81, 1963.

Сорокин В. С. Выделение кремнезема в карбонатных породах даугавской свиты.— Труды Ин-та геол. АН Латв. ССР, вып. 10, 1963.
Степаненко А. Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаркала и Сандалаша (Тянь-Шань).— В сб.: «Материалы по региональной геологии». М., Гостоптехиздат, 1958.
Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды ГИН АН СССР, вып. 63, 1947.
Страхов Н. М. Основы исторической геологии. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1948.
Страхов Н. М. О периодичности и необратимости эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 6.
Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (опыт сравнительно-литологического исследования).— Труды ГИН, вып. 124, 1951.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1950.
Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1958.
Успенская Н. Ю. Нефтегазоносность палеозоя Северо-Американской платформы. М.— Л., Гостоптехиздат, 1950.
Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений основных железных руд.— В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии.— В кн.: «Осадочные руды железа и марганца (опыт формационного и геохимического анализа)».— Труды ГИН АН СССР, вып. 70, 1962.
Формозова Л. Н. Эксгаляционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка.— Труды ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
Червинский П. Н. Петрографическая характеристика третичных и меловых опок хоперского района Саратовской области.— Уч. зап. Приморск. ун-та, № 4, 1956.
Шатский Н. С. О марганцевых формациях и металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В сб.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Шульц С. С. К стратиграфии и тектонике палеозоя хребта Терский Алатау в районе р. Нарын.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 4.
Юргенсен З. А. О кремниевых образованиях в ордовикских и силурийских карбонатных породах Эстонской ССР.— Труды Ин-та геол. АН Эст. ССР, вып. 2, 1958.
Янишевский М. Э. Трепел (инфузорная земля).— Естествен. произ. силы России, т. IV, вып. 29, 1921.
Adams I. E., Frenzel H. N. Captain Barrierreef Texas and New Mexico.— J. Geol., 1950, № 4.
Cullen D. J. Tectonic implications of banded iron-stone formations.— J. Sediment. Petrol., 1963, 33, № 2.
Daly B. A. Limeless ocean of the Pre-Cambrian time.— J. Sci., 4 ser., 1907, 23.
Daly B. A. First calcacerous fossils and the evolution of the limestones.— Bull. Geol. Soc. America, 1909, 20.
David T. W. E., Brawne W. R. The geology of the Commonwealth of Australia. London, 1950.
Davis E. F. The radiolarian cherts of the Franciscan. group.— Univ. California Publs Bull. Dept. Geol., 1918, 11, № 3.
Dorr I. van N. Manganese and iron deposits of Morro do Urucum. Mato Grosse, Brasil.— U. S. Geol. Surv. Bull., 946-A, 1945.
Dunn J. A., Dey A. K. The geology and petrology of Eastern Singhbhum and surrounding areas.— Geol. Surv. India Mem., 1942, 69 (2).
Gill J. Origin of the Gunflint iron bearing formation.— Econ. Geol., 1927, 32.
Goldstein A. Jr. Cherts and novaculites of Quachita facies. On «Silica in sediments». Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ., v. 7, 1959.
Goldstein A. Jr., Hendricks Th. A. Siliceous sediments of Quachita Facies in Oklahoma.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, 64, № 4.
Grout F. F., Gruner I. W., Scharz G. M., Thiel G. A. Precambrian stratigraphyof Minnesotta.— Bull. Geol. Soc. America, 1951, 62, № 9.

H a r l t o n Br. H. Quachita chert facies, Southeaster Oklahoma.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1953, **97**, № 4.
H o u g h J. L. Fresh-water environment of deposition of Precambrian banded iron formations.— J. Sediment. Petrol., 1958, 28, № 3—4.
I v a o S. Petrographic characters of some bedded chert of Permo-Carboniferous in Japan.-- Scient. Papers Coll. Educ. Univ. Tokyo, 1955, 5, № 1.
I r w i n W. P. Franciscan group in Coast Banges and its equivalents in Sacramento Valley. California.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, **41**, № 10.
J a m e s H. L. Sedimentary facies of iron formation.— Econ. Geol., 1954, 49, № 3.
K i r c h m a y e r M. Beiträge zur Frage des Cherts (Feuersteine) L, Uber ein Geopetalgefüge im Chert (Flint) von Nevada U. S. A. Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatschr., № 5, 1959.
K o t l a r c z y k I. Diatomite horizon in the Krosno beds (Oligocene) in the Skole Unit of the Carpathians.—Bull. Acad. polon. Sci. ser. sci. chem., géol. et géogr., 1958, **6**, 11.
K r e n k e l E. Geologie Africas, Bd. 1—3. Berlin, 1925—1934.
L a d o o R. B. Nonmetallic minerals. N. Y.— Toronto — London, 1951.
L e i t h C. K., L u n g R., L e i t h A. Precambrian rocks of the Lake Superior Region.— Profess. Papers U. S. Geol. Surv. Inter., v. 182, № 2. Washington, 1935.
M o o r e E., M a y n a r d W. E. Solition, transportation and precipitation of iron and silica.— Econ. Geol., 1929, № 1—6.
M u r r a y J., I r v i n e R. On silica and siliceous remains of the organisms in modern seas.— Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1890—1891, 18.
P a r k C. E. The spilite and manganese of the Olympic Peninsula.— Amer. J. Sci., 1946, **244**.
R a n k a m a R. Geologic evidence of chemical composition of the Precambrian atmosphere.— Geol. Soc. America, Spec. Paper, v. 62, 1955.
R e e d J. J. Manganese ore in New Zealand.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1960, **3**, № 3.
R o y Ch. I. Silica in natural waters.— Amer. J. Sci., 1945, **243**, № 7.
R u b e y W. W. Geologic history of sea water.— Bull. Geol. Soc. America, 1951, **62**.
R u b e y W. W. Development of the hydrosphere and atmosphere, with special reference to probable composition of the early atmosphere. Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1955, **62**.
S a k a m o t o T. The origin of the Pre-Cambrian banded iron ores.— Amer. J. Sci., 1956, **248**, № 7, 8.
S c h u c h e r t Ch. Stratigraphy of the Eastern and Central United States. N. Y., 1943.
S t i l l e H. Geotektonische Probleme des pazifischen Erdraumes. Abhandl. Preuss. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl., № 11, Berlin, 1944.
S i e v e r R. Silica solubility, 0—200° C. and the diagenesis of siliceous sediments.— J. Geol., 1962, **70**, № 2.
T a l i a f e r r o N. L. Problem of Franciscan group.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1943, № 2.
T r i s c h k a. Diatomite in Arisona.— Engng. and Mining J., 1929, **127**, № 50.
T y l e r S. A., T w e n h o f e l W. H. Sedimentation and stratigraphy of Huronian of Upper Michigan.— Amer. Sci., 1952, **250**, № 1, 2.
V a r l e y E. R., P a r k i n E. A., S c o t E. I. C., P r e e z I. W. Colon. Geol. and Mineral Resources, 1956, **E**, № 2.
V a n - H i s e C., L e i t h C. The geology of Lake Superior Region.— U. S. Geol. Surv., 1911, **52**.
W a g n e r B. A. The iron deposits of the Union of South Africa.— S. Africa Geol. Surv., 1928, mem. 25.
W e l l m a n H. W. Pillow lava at Red Rock Point, Wellington.— Trans. Roy. Soc., N. Z., 1949, **77**.
W h i t e D. A., C r e s p i n I. Some diatomite deposits in North Queensland.— Queensl. Govt Mining J., 1959.

Н. Г. Бродская

О ТРЕХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Несмотря на большое количество специальных литологических исследований кремнистых пород, объяснение их генезиса во многих случаях остается слабо обоснованным. Очень трудно найти четкие критерии для выявления характерных особенностей кремнезема древних толщ, накапливающегося в результате различных процессов (биогенная садка, хемогенная садка, постседиментационные изменения).

Особенно широким распространением, а, главное, разнообразием отличаются кремнистые породы геосинклинальных областей.

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ САХАЛИНА

В процессе изучения геосинклинальных формаций Сахалина, Камчатки, Кавказа, мы выделили ряд генетических типов кремнистых пород, характерных для областей с активной вулканической деятельностью.

В геосинклинальных бассейнах Сахалина в кайнозойское время накапливались вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные комплексы пород. Среди различных типов отложений здесь широко развиты кремнистые породы (Бродская, 1963). Они часто слагают мощные толщи, приуроченные к двум различным этапам развития прогиба: 1) эпохам максимального проявления вулканической деятельности и 2) ко времени, когда вулканическая деятельность прекращается.

Кремнистые породы Сахалина встречаются в толщах обоих этапов.

Кремнистые породы, развитые среди вулканогенно-осадочных толщ нижнего и среднего миоцена (аракайская, холмско-невельская свиты), встречаются в виде мощных слоев (5—7 *м*), тонких прослоев (0,1—0,2 *м*) и линз в толще туфов и туфогенных отложений. Внешне различаются светлые фарфоровидные, зеленовато- и коричневато-серые разности с полураковистым или шероховатым изломом. При выветривании эти породы приобретают характерный белесоватый оттенок. Иногда наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, подчеркиваемая ожелезненными прослоями. Кремнистые породы переслаиваются с туфами песчаной размерности, туфогенно-глинистыми отложениями, а иногда сопровождаются тонкими прослоями бентонитов с резкими контактами. Под микроскопом видна желтовато-серая масса кремнистого вещества, очень тонко раскристаллизованного. Иногда заметны небольшая примесь глинистых минералов и обломки полевых шпатов. При больших увеличениях различаются контуры вулканических стекол и остатки кремневых организмов (скорлупки диатомей, спикулы губок). Содержание скелетных частей кремневых организмов составляет 2—3%. В некоторых образцах удается различить

обломки вулканических стекол, по которым развивается халцедон или кварц. Размер обломков обычно 0,01—0,05 *мм*. В породах этого типа иногда встречается большое количество ярко-зеленых зерен аутигенного глауконита округлой или мозговидной формы. Органические остатки выполнены опалом (показатель преломления $n=1,440$). Вмещающая кремнистая масса имеет более высокий показатель преломления — 1,545—1,553 или в отдельных случаях — 1,520—1,522.

Образцы пород анализировались на содержание различных форм кремнезема. По разности $SiO_{2\,вал}$ — ($SiO_{2\,кварц}$ + $SiO_{2\,аморф}$) вычислялось содержание остаточного кремнезема, по-видимому, связанное в силикатных минералах.

При определении химическим путем SiO_2 в форме кварца нельзя провести различия между кварцем, халцедоном и волокнистыми разностями (кристобалит, люссатит и др.). Только минералогические определения могут помочь понять природу кремнистого вещества, объединяемого под этим названием.

Таблица 1

Образец	Содержание, вес. %								$SiO_{2вал}$ / Al_2O_3	$SiO_{2ост}$ / Al_2O_3
	$SiO_{2вал}$	$SiO_{2кварц}$	$SiO_{2аморф}$	$SiO_{2ост}$	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	$C_{орг}$		
3241	78,89	33,57	2,06	43,26	6,53	2,50	0,2	0,15	12,08	6,62
3348а	70,86	42,20	2,66	26,00	7,22	2,59	0,3	0,25	9,81	3,6
937	75,16	40,92	3,06	31,18	7,8	3,00	0,1	0,2	9,63	3,9
908	65,80	26,36	2,04	37,40	8,0	4,79	0,4	0,1	8,1	4,67
1591	69,52	24,0	3,96	41,56	9,2	0,75	0,35	0,04	7,5	4,5
3369	75,15	20,0	10,2	44,95	7,49	1,68	0,12	0,1	10,3	6,0
3289	72,32	32,30	1,38	38,64	9,91	4,53	0,56	—	7,0	3,89

Данные анализов сведены в табл. 1. Привлекают внимание незначительное количество аморфного кремнезема и высокие значения SiO_2, определяемого в форме кварца, и $SiO_{2\,ост}$. Отношение SiO_2/Al_2O_3 колеблется от 7—12, а содержание органического углерода $C_{орг}$ невелико.

Спектральным анализом обнаруживается ряд малых элементов (в %): Ni — 0,001, Co — следы, Cr — 0,003, Be — следы, Li — 0,002, Ib^+, Sc—0,001, Zr—0,006, La—0,003, V—0,01, Cu—0,001, иногда Zn.

Рентгеноструктурные анализы показали во всех случаях кварц при полном отсутствии кристобалита.

Описанные породы распространены обычно в вулканогенно-осадочных толщах, относящихся к районам, несколько удаленным от предполагаемых вулканических очагов. Однако расстояние это исчисляется лишь первыми десятками километров.

К кремнистым породам второй группы относятся породы, развитые стратиграфически выше (верхний миоцен — плиоцен) и залегающие на угленосных и вулканогенно-осадочных отложениях. Эти кремнистые породы слагают толщи, достигающие мощности 200—300 *м*; распространены они главным образом в южных районах острова, а к северо-западу сменяются более глинистыми и песчаными разностями.

Здесь наблюдаются как массивные, так и слоистые плотные коричневатые и желтовато-серые, иногда пятнистые опоки и опоковидные породы с полураковистым или раковистым изломом. Отдельные участки их обогащены песчанистым материалом. Встречаются включения глауконита и

присыпки ярозита. Менее распространены диатомиты — светлые, очень легкие породы, состоящие из желтовато-серого изотропного кремнистого вещества с показателем преломления 1,470—1,483. При больших увеличениях видно чешуйчатое строение основной массы, многочисленные остатки диатомей (до 30—40%) и спикул губок. Местами остатки диатомей сохранились только в карбонатных конкрециях. В составе конкреций, как правило, присутствует магний — до 20—30% в пересчете на $MgCO_3$.

Химический состав кремнистых пород представлен на табл. 2.

Таблица 2

Образец	Содержание, вес. %									
	$SiO_{2вал}$	$SiO_{2кварц}$	$SiO_{2аморф}$	$SiO_{2ост}$	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	$C_{орг}$	$\frac{SiO_{2вал}}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_{2ост}}{Al_2O_3}$
3303	87,97	17,45	48,20	22,32	4,13	0,07	Нет	0,9	21,3	5,4
3309	86,64	8,13	56,56	21,95	4,60	0,52	Нет	0,45	18,8	4,7
321	84,11	18,74	41,78	23,59	6,57	1,78	Нет	0,4	12,2	3,59
250с	82,62	13,38	48,70	20,54	5,99	1,22	Следы	0,3	14,3	3,4
11с	88,22	4,65	64,27	19,30	5,5	0,8	Нет	0,7	16,0	3,5

Среди малых элементов обнаруживаются только Ni — следы, V 0,003%, Zr — 0,006%, La — 0,001%, Cu — 0,001%.

Как видно из приведенных анализов, в этой группе пород содержание аморфного кремнезема достигает 60%, намного больше кварцевого, а отношение $SiO_{2\,вал}$ к Al_2O_3 колеблется от 12 до 21.

Рентгеноструктурным анализом был определен кристобалит и установлено почти полное отсутствие кварца. Есть основание предполагать, что в породе присутствует также люссатит. В этой связи интересны соображения В. А. Забелина (1961) об общности кристаллической формы кремнезема опалового ряда. В результате кристаллического перерождения опал переходит в люссатит, имеющий близкую к кристобалиту структуру.

Изложенный материал позволяет заключить, что рассмотренные группы кремнистых пород различаются по генезису.

Породы первой группы можно назвать туфогенными силицитами. Они представляют собой, по-видимому, измененные постседиментационными процессами пепловые туфы, о чем свидетельствуют приуроченность этих пород к вулканогенно-осадочным комплексам и остатки витрокластической структуры. Характерно незначительное содержание здесь аморфной кремнекислоты, сравнительно высокое значение $SiO_{2\,кварц}$, Al_2O_3 и постоянное присутствие TiO_2. Анализ рыхлых пепловых туфов плиоцена Камчатки и некоторых миоценовых витрокластических туфов Сахалина (табл. 3) показал близкие к рассматриваемым кремнистым породам значения $SiO_{2\,вал}$ и TiO_2.

Однако относительная роль различных форм кремнезема иная. Основной формой является $SiO_{2\,ост}$ и лишь в незначительном количестве присутствует свободный кремнезем. Процентное содержание Al_2O_3 достигает 16%.

Рентгеноструктурный анализ пепловых туфов обнаруживает присутствие кварца.

Как известно, показатель преломления вулканических стекол изменяется в довольно широких пределах в зависимости от их состава. Для кайнозоя Сахалина и Камчатки характерны пепловые туфы, где стекло

имеет показатель преломления n от 1,499 до 1,512; это соответствует дацитовому и андезитовому составу.

При микроскопическом изучении кремнистых пород можно наблюдать замещение вулканического стекла кремнеземом и выделения кварца в виде пятен неправильной формы. Отметим, что туфы, по которым идет образование кремнистых пород, отличаются очень мелкими, пелитовыми размерами обломков стекла. Процесс девитрификации стекла может протекать различными путями в зависимости от его состава и физико-химических условий среды.

Следует предполагать, что при образовании пород типа туфогенных силицитов происходит вынос некоторого количества Al_2O_3 с одновременным образованием свободного кремнезема. Отношение $SiO_{2\,ост}/Al_2O_3$ в неизмененных пеплах и кремнистых породах, как видно на табл. 1 и 3, остается постоянным (4—6), а отношение $\frac{SiO_{2вал}}{Al_2O_3}$ в кремнистых породах возрастает. Допустить привнос больших количеств свободного кремнезема в породы нам кажется неправильным, так как в этих случаях увеличилось бы значительно валовое содержание кремнезема, а мы наблюдаем общий прирост SiO_2 в кремнистых породах по сравнению с пепловыми туфами максимум на 13%, в ряде же случаев эти величины почти равны.

Таблица 3

Образец	Содержание, вес. %								
	$SiO_{2вал}$	$SiO_{2кварц}$	$SiO_{2аморф}$	$SiO_{2ост}$	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	$\frac{SiO_{2ост}}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_{2вал}}{Al_2O_3}$
55Д	72,44	4,5	5,53	62,41	11,87	0,06	0,21	5,2	6,6
362Д	65,37	8,55	3,38	53,44	16,60	3,70	0,12	3,2	3,9
428Д	65,82	1,18	3,62	61,02	8,41	2,57	0,76	7,2	7,7
983Д	63,56	6,23	4,13	53,20	7,8	3,12	—	6,8	8,1
3354а	65,08	2,16	2,36	60,56	12,67	1,95	0,54	4,7	5,1

Накопление описанных кремнистых пород происходило в сравнительно мелководном бассейне с расчлененным дном. Биохемогенная садка кремнезема в этот период была подавлена поступающим в большом количестве вулканическим и терригенным материалом. Сравнительно грубозернистый обломочный материал приносился с приподнятых платформенных участков, расположенных на северо-западе. Количество терригенного материала уступало количеству эпизодически выбрасываемой вулканокластики, и в водоеме периодически отлагались почти чистые пеплы.

По мере накопления мощной толщи осадков скорость седиментации начинала превышать скорость прогибания, что приводило к постепенному обмелению водоема. В некоторых районах в конце верхнего миоцена стали накапливаться угленосные толщи. Поступление вулканического материала при этом продолжалось, и пепловые туфы часто отлагались в континентальных условиях. Кремнистые породы для этого времени не характерны, и по туфам образовались главным образом бентонитовые глины.

Генезис кремнистых пород, относимых нами ко второй группе, некоторые исследователи связывают с вулканической деятельностью. Так, В. Д. Козырев, И. Г. Гринберг и др. (1960) объясняют повышенное содержание кремнистого вещества в породах курасийской свиты подводными поствулканическими гидротермальными процессами. В работе Л. И. Красного, А. И. Жамойда и А. И. Моисеева (1962) говорится о «гигантских

массах пирокластического материала, который распространяется на большие расстояния и является источником кремнезема, усваиваемого кремниевыми организмами» (стр. 171). Иного мнения придерживается Т. И. Анодин (1961), считающий главной причиной образования опок, опоковидных пород и диатомитов Сахалина похолодание климата, которое происходило в промежутках между отдельными вспышками вулканизма и способствовало развитию диатомовых флор.

Высказанные предположения об источниках кремнезема пока остаются гипотезами. Несомненно лишь, что осаждение кремнезема, участвовавшего в образовании кремнистых пород верхнего миоцена и плиоцена Сахалина, происходило биохимическим путем. В этой связи интересны их геохимические и минералогические особенности. Как указывалось, кремнистые породы второй группы отличаются значительным содержанием аморфной кремнекислоты, отсутствием TiO_2, сравнительно высокими значениями органического углерода, бо́льшим количеством SiO_2, чем Al_2O_3 (в 15—20 раз). Набор малых элементов очень ограничен.

Наличие кристобалита (или люссатита) — формы, которую проходит опал в процессе изменения, подтверждает первично опаловую природу кремнезема в изученных породах.

Хорошо известно, что для соединений с повышенной растворимостью, интенсивное осаждение может происходить за счет их собственных запасов в воде водоема, причем накопление соединений на дне осуществляется в определенной гидродинамической и палеогеографической обстановке (Страхов, 1960).

Нам представляется, что решающим фактором для образования кремнистых толщ верхнего миоцена — плиоцена Сахалина являлось изменение палеогеографической обстановки как в водоеме, так и в области сноса. Геологическая история верхнемиоценового времени связана с прекращением вулканической деятельности и продолжающимся прогибанием бассейна седиментации. Опускание захватывало краевую часть платформы, в связи с чем резко уменьшилось поступление в водоем терригенного материала, и сам материал приобрел в основном пелитово-алевролитовую размерность. Садка кремнезема происходила биогенным путем, в условиях относительно глубоководного бореального бассейна.

Весьма вероятно, что благоприятным условием для расцвета кремневых организмов явилось повышенное содержание SiO_2 в воде бассейна в результате вулканической деятельности, предшествовавшей этому периоду.

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ ГРУЗИИ

Проводя литологические исследования верхнемеловых отложений южного склона Кавказа и в районе Грузинской плиты, мы вновь столкнулись с различными типами кремнистых пород.

В разрезе бентонитового месторождения в с. Гумбра (Грузия), образовавшегося в результате изменения пеплового материала, приносимого из районов Аджаро-Триалетии, в толще глин сеноманского возраста наблюдаются тонкие прослои кремнистых пород.

Породы эти светлые, плотные, состоят из тонкозернистого кремнезема, имеющего показатель преломления 1,544—1,553. При больших увеличениях удается различить контуры вулканических стекол.

Химический анализ показал содержание $SiO_{2\,вал}$ — 92,3%, $SiO_{2\,кварц}$ — 64,9%, $SiO_{2\,аморф}$ — 2,44%. Титан содержится в количестве 0,22%, Fe_2O_3 — 1,74%. Спектральным путем определены (в %): Ni — 0,05, Co — 0,003, V — 0,006, Cu — 0,003 и др. К этим же прослоям приурочены линзы, обогащенные фосфатом кальция (до 10% P_2O_5). Рентгеноструктурным анализом в породе определен кварц.

По типу эти кремнистые породы аналогичны описанным выше на Сахалине, образовавшимся, как нам представляется, в результате изменения вулканических стекол.

В районе южного склона Большого Кавказа от г. Новороссийска до Азербайджана протягивается толща существенно кремнистого состава, известная под названием ананурского горизонта (сеноман — турон). В основании ее залегают туфогенные породы (литокластические туфы и туффиты), иногда эффузивы; над ними лежит пачка кремнистых пород, переходящих выше в кремнисто-карбонатные с постепенным увеличением карбонатной составляющей. В кремнистой толще можно выделить следующие разности:

1. *Фтаниты* — темно-серые, почти черные, участками полупрозрачные породы, хрупкие, с раковистым изломом, состоящие из кварца и халцедона. Текстура их полосчатая, причем светлые полосы сложены мозаично раскристаллизированным кварцем, а темные — халцедоном. Встречаются остатки радиолярий, пустотки от раковин которых выполнены опалом. Примесь карбонатного материала в этих разностях отсутствует. Породы эти очень схожи с фтанитами, описываемыми многими авторами, но отличаются незначительным содержанием органического углерода. Мощность фтанитовых пластов не превышает 4—6 *м*.

Химический состав фтанитов дан в табл. 4.

Таблица 4

Образец	Содержание, вес. %									
	$SiO_{2вал}$	$SiO_{2кварц}$	$SiO_{2аморф.}$	$SiO_{2ост}$	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	$C_{орг}$	$\frac{SiO_{2вал}}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_{2ост}}{Al_2O_3}$
53/63	72,77	35,86	3,80	41,11	8,80	3,78	0,46	0,15	8,2	3,7
93/63	68,67	32,49	2,12	34,00	14,55	3,93	0,55	—	4,0	2,3
104/63	72,87	39,41	2,74	30,72	12,59	4,92	0,53	0,08	5,0	2,4
259/62	94,89	63,38	3,38	28,13	8,74	0,44	0,1	0,2	10,8	3,1
195/63	72,45	32,11	3,16	37,18	9,87	5,52	0,54	0,15	7,3	3,7
134/63	94,46	71,00	2,36	21,1	2,47	0,53	0,16	—	38,1	8,5
176/63	69,92	32,02	0,88	37,0	12,09	2,82	1,52	—	5,7	3,06
132/63	81,16	57,18	1,38	22,6	7,38	2,94	0,36	—	11,0	3,06

Рентгеноструктурный анализ подтвердил, что породообразующим минералом является кварц.

2. *Кремнистые опоковидные породы*, залегающие в большой части изученных разрезов непосредственно на фтанитах. Это плотные, желтовато-серые породы с шероховатым или полураковистым изломом. Основная масса здесь изотропна или очень слабо двупреломляет.

Показатель преломления частиц 1,483—1,490. Многочисленные остатки спикул губок и радиолярий часто переполняют породу. Постоянно присутствует тонкозернистый карбонат, образующий отдельные небольшие сгустки.

Однако общее содержание карбонатов невысокое (количество CO_2 не превышает 1,0—1,2%). Часто встречаются зерна зеленого глауконита или же пигментированные им участки. В некоторых прослоях заметно обогащение пепловым материалом, представленным обломками вулканических стекол, литокластов и кристаллов плагиоклаза. Мощность пластов этих пород колеблется от 5 до 10 *м*. Вверх по разрезу они сменяются кремнисто-карбонатными разностями и затем известняками.

Данные химических анализов органогенно-кремнистых пород сведены в табл. 5.

Таблица 5

Образец	Содержание, вес. %									
	$SiO_{2вал}$	$SiO_{2кварц}$	$SiO_{2аморф}$	$SiO_{2ост}$	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	$C_{орг}$	$\frac{SiO_{2вал}}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_{2ост}}{Al_2O_3}$
269/62	81,09	10,44	40,00	30,65	4,24	2,19	нет	0,42	19,1	7,0
289/62	81,37	10,64	31,84	38,89	4,49	0,92	следы	0,5	18,1	8,6
264/62	76,81	8,93	35,57	32,31	6,17	2,31	0,2	0,3	12,4	5,2
276/62	66,77	11,96	30,34	24,27	6,57	2,99	0,2	0,46	10,1	3,7

Минералогическими исследованиями и рентгеноструктурным анализом здесь определен кристобалит.

Фтаниты и органогенно-кремнистые породы располагаются в одном стратиграфическом интервале, в непосредственной близости друг от друга и в одинаковой степени испытали влияние нагрузки вышележащих толщ. Однако, как мы видим, минералогические и некоторые геохимические особенности этих пород различны.

Фтаниты распространены в кремнистой толще спорадически. Они известны в Рачинском хребте, в разрезах вдоль Краснополянского шоссе и по р. Сочинке, по Военно-Грузинской дороге и по р. Ксане. К западу от Сочинского района, хотя и имеются выходы кремнистого горизонта, типичные фтаниты не обнаружены. Намечается приуроченность этих пород к областям, где седиментация происходила под непосредственным влиянием вулканической деятельности. Известные здесь очаги верхнемелового вулканизма поставляли в зоны седиментации вулканический материал основного состава.

Нам представляется, что образование фтанитов связано с поступлением в водоем кремнезема в результате поствулканических процессов. Образовывался гелеобразный осадок со следами коломорфной структуры, который сравнительно быстро раскристаллизовывался в кварц.

Таким образом, среди рассматриваемых верхнемеловых отложений Кавказа выделяются три типа кремнистых пород: 1) кремнистые породы с. Гумбра (туфогенные силициты), 2) фтаниты ананурского горизонта, 3) органогенные кремнистые породы.

На Кавказе менее четко, чем на Сахалине, выражена приуроченность различных типов кремнистых пород к стадиям развития геосинклинальных бассейнов. Можно все-таки сказать, что первые два типа пород формируются при непосредственном влиянии вулканической деятельности, а третий приобретает особенно широкое развитие, когда вулканизм начинает замирать.

Кремнистые породы изученных геосинклиналей имеют много общих черт и, что очень характерно, приурочены к периоду проявления подводной вулканической деятельности с известково-щелочным составом лав.

Вместе с тем при сравнении кремнистых пород Сахалина, Кавказа и Камчатки ощущаются характерные специфические отличия, связанные с особенностями климатической зональности. Интенсивное карбонатонакопление в Кавказской геосинклинали подавляет процесс накопления кремнезема и образующиеся кремнистые слои обладают небольшой мощностью, в то время как в бореальных бассейнах дальневосточных кайно-

зойских геосинклиналей кремнистые породы пользуются широким развитием.

Суммируя данные, можно сгруппировать изученные на Сахалине и Кавказе кремнистые породы в следующие три генетических типа:

1. Биогенные опоки в миоцене—плиоцене Сахалина и органогенно-кремнистые породы верхнего мела Кавказа.

2. Вулканогенно-осадочные фтаниты верхнего мела Кавказа.

3. Кремнистые породы, образовавшиеся по пеплам в отложениях миоцена Сахалина и верхнего мела Кавказа.

Минералогический состав кремнистых пород, как мы видели, различный. В первом типе это кристобалит и опал, во втором — кварц и халцедон, в третьем — кварц. Малые элементы (Ti, Ni, V, Co, Cu, Zn и др.) обогащают третий тип кремнистых пород. Повышенные значения органического вещества характерны для первого типа.

Эти данные с учетом геологических особенностей подчеркивают разный генезис изученных пород, постседиментационные изменения которых идут также различными путями.

В биогенном типе пород кремнезем, растворенный в толще морской воды, аккумулируется организмами. В постседиментационном процессе опаловое вещество постепенно переходит в кристобалит или другие волокнистые разности кремнезема. Образование кварца при этом не обязательно.

Кремниевый гель, образующийся в зонах выходов термальных источников, в результате осаждения кремнезема из насыщенных растворов, дает начало хемогенным кремнистым породам — фтанитам и др.

Процесс дальнейшей кристаллизации геля заключается в переходе аморфной кремнекислоты в кварц. Стадия образования кристобалита в этих случаях, видимо, отсутствует.

Изменение вулканических пеплов непосредственно ведет к образованию кварца.

Причина такого поведения кремнистого вещества пока неясна, но нам представляется возможным допустить, что уже в геле кремнезема, накапливающемся в осадке в результате различных процессов седиментации, заложены особенности последующих минеральных преобразований.

ЛИТЕРАТУРА

Анодин Т. И. Опоки, опоковидные трепелы, диатомиты и диатомовые глины Сахалина.— Труды Сахалинск. КНИИ (СО АН СССР), вып. 10, 1961.

Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии.— В сб.: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Труды ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Забелин В. А. О кристаллической структуре кремнезема опалов и люссатита.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 1.

Козырев В. Д., Гринберг И. Г., Кузина И. Н., Жидкова Л. С. Геологическое строение и газонефтеносность южной части Сахалина.— Труды ВНИГРИ, вып. 156. Л., Гостоптехиздат, 1960.

Красный Л. И., Жамойда А. И., Моисеева А. И. О связи развития организмов с кремниевым скелетом (радиолярий и диатомей) с тектоническими и вулканическими процессами (на примере северо-западной части Тихоокеанского пояса).— В кн.: «Значение биосферы в геологических процессах». М., Госгеолтехиздат, 1962.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1954.

Г. А. Каледа

ЯШМОВАЯ И СИНХРОННЫЕ ЕЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА

Яшмовая формация представляет собою весьма характерное образование геосинклинальных областей. Несмотря на то, что яшмам и яшмовидным породам посвящена огромная литература и имеются сводки по кремнистым формациям, описаний яшмовых толщ конкретных районов с точки зрения формационного анализа почти нет. В настоящей статье делается попытка рассмотреть комплекс лудлов-нижнедевонских формаций восточной части Алайского хребта и выяснить положение среди них яшмовой формации. Однако прежде необходимо остановиться на понятии термина «формация» и уточнить задачи предстоящего исследования.

Формациями Н. С. Шатский (1955) назвал «такие естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых (породы, слои, отложения) тесно парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, последовательность), так и в пространственном отношении (фациальные смены и др.)». Не все согласны с этим определением, но все, за немногим, может быть, исключением, понимают под формациями естественные парагенезисы горных пород.

Однако, определяя формацию как парагенезис горных пород, мы ничего не говорим о масштабности этого понятия. Поэтому разногласия между исследователями начинаются уже с попыток выделения в разрезе естественных парагенетических комплексов горных пород: эти комплексы могут пониматься либо очень широко, либо очень узко. В самом деле, выделять ли пачки яшм мощностью до 50—100 *м* и более в самостоятельные формации или, если они подчинены мощным толщам эффузивов, объединять в одну формацию с последними; объединять ли рифовые массивы и замещающие их фациально эффузивы в одну формацию или считать из разными формациями? Вопрос формальный. Но без типизации формаций, а следовательно, оценки масштабности этого понятия, не может развиваться успешно и согласованно само учение о формациях.

Типизация формаций предполагает сравнение. Без сравнения нет и самого учения о формациях. Однако выделение формации начинается с изучения парагенетических комплексов горных пород конкретных регионов. Каждый такой комплекс должен достаточно устойчиво сохраняться по разрезу и в пространстве, отдельные члены его должны закономерно повторяться по разрезу в пределах комплекса. Поэтому пачка яшм и линзы рифогенных известняков среди толщи эффузивов образуют с ними единую формацию, а толщи рифогенных известняков, фациально замещающих всю эффузивную толщу, образуют самостоятельную формацию — они характеризуют другой тип тектонических движений.

Сравнение однотипных комплексов различных регионов позволяет установить основные признаки различных формаций и второстепенные,

имеющие местное, так сказать, случайное значение. Выделенные не слишком мелкие и не слишком крупные конкретные формации могут быть примером (эталоном) для подобного выделения формаций в других регионах.

Итак, первой задачей в изучении формаций является их типизация. Типизации формаций, поискам их эталонов много труда и внимания уделял Н. С. Шатский (1946, 1954, 1955) и другие исследователи. В некоторых случаях вопрос о целесообразной масштабности выделяемой формации не может быть решен без выяснения ее положения в тектонических структурах.

Второй и центральной задачей учения о формациях является выяснение характера связи осадочных и магматогенных комплексов пород с тектоническими движениями и тектоническими структурами. Учение о формациях родилось в тот момент, когда было осознано, что разные тектонические зоны земной коры в разные этапы их развития характеризуются определенными парагенезисами горных пород. Некоторые авторы (например, Белоусов, 1948) определяют формацию как парагенетический комплекс горных пород, характеризующий определенный крупный этап тектонического развития того или иного тектонического региона. Анализ подобного рода определений был сделан Н. П. Херасковым (1952).

Третья задача — выяснение влияния климата на образование различных типов формаций. На других физико-географических факторах осадкообразования мы не останавливаемся, ибо все многообразие их может быть выведено как следствие тектонических движений и климатических условий. В сходной тектонической обстановке, но разной климатической, могут образовываться разные формации, например угленосная и соленосная. Хорошо выделяются формации эвриклиматические (флишевая, спилитокератофировая и др.) и стеноклиматические (угленосная, соленосная и др.). Среди стеноклиматических можно выделять аридные, гумидные и т. п.

Четвертая задача — выяснение последовательности смены формаций во времени, т. е. изучение вертикальных рядов формаций. Эта задача на первых порах больше всего привлекала внимание исследователей. Однако выяснилось, что не существует универсальных рядов формаций, свойственных всем платформам или всем геосинклиналям. Многообразие рядов формаций определяется многообразием типов тектонического развития и различиями климатических условий, а при общей эволюции процесса осадконакопления не может быть одинаковых рядов формаций для резко разновозрастных отложений. Таким образом, при анализе тектонического развития необходимо выделять взаимно заменяемые по климатическим или эволюционным причинам формации. Классификация структурных элементов земной коры должна основываться на анализе формационных рядов. Этот принцип обычно применяется по существу в классификации геосинклиналей, но нет еще удачной попытки подобной классификации для платформ.

Это понятно, ибо в геосинклиналях с их мощными отложениями в разрезе хорошо регистрируются отдельные четко выраженные этапы развития с устойчиво сохраняющимся в течение каждого из них типом осадконакопления, на платформах же такие этапы выражены менее четко и в маломощных отложениях каждый из них регистрируется в столь незначительных по мощности пачках, что разрез в целом часто воспринимается как результат непрерывно направленно-изменяющегося осадконакопления. Кроме того, если в геосинклиналях преобладают эвриклиматические формации, то для платформ с их слабыми тектоническими движениями более характерны стеноклиматические.

Пятая задача — выяснение смены формаций в пространстве, т. е. выделение их парагенетических ассоциаций (формационных комплексов), если речь идет о типе ассоциации, или литологических провинций, если рассматривается какой-либо конкретный район.

Шестая задача — изучение истории формаций и связи с эволюцией процесса осадконакопления и тектонического направленного развития земной коры.

Седьмая задача—изучение вторичных изменений, которые претерпевают комплексы осадочных пород. Формация мыслится как тело, занимающее определенный объем и имеющее определенную форму. Если это так, то история формаций не оканчивается стадией осадконакопления, как у фаций, а продолжается и в стадию эпигенеза и метаморфизма. Изменения горных пород при эпигенезе и метаморфизме определяются как первичным составом самих пород, так и циркулирующих подземных вод. Иными словами, вторичные изменения горных пород зависят от всей «геологической среды», в которой они находятся, т. е. формации.

Особенности дислокации различных горных пород также определяются не только собственными механическими свойствами пород и характером тектонических сил, но и строением всей толщи, в состав которой входят эти породы. Следовательно, морфология дислокаций в разных формациях будет разной не только потому, что они находятся в разных структурно-тектонических условиях и испытывают разные тектонические напряжения, но и благодаря разному составу и строению самих формаций. С этих позиций было бы весьма интересно произвести сравнительное изучение формаций.

Восьмой задачей в изучении формаций является установление приуроченности разных видов полезных ископаемых к определенным, характерным для каждого из них формациям. Эту задачу обычно ограничивают лишь исследованием месторождений осадочного происхождения. В действительности же ее надо распространить и на месторождения эпигенетические как первично-осадочные, связанные со вторичным перераспределением вещества в пределах формации, так и гидротермальные. Гидротермальные (телетермальные) месторождения полезных ископаемых обычно связаны с определенными глубоко заложенными региональными структурами. Формации тоже связаны с определенными типами тектонических структур и поэтому могут быть индикаторами региональных рудоносных зон.

В свете всех этих задач мы и рассматриваем лудлов-нижнедевонские формации восточной части Алайского хребта. Здесь не затрагивается лишь эволюция формаций, так как ее нельзя анализировать на примере отдельного конкретного региона (эволюции кремнистых формаций посвящена другая статья настоящего сборника).

КРАТКИЙ ОЧЕРК ДОЛУДЛОВСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОЙ ФЕРГАНЫ

Наиболее древними отложениями, обнажающимися в рассматриваемом районе, являются среднекембрийские. Они развиты лишь в небольших тектонических блоках и представлены либо битуминозными известняками, либо филлитами и эффузивно-осадочными толщами с линзами светлых известняков. Видимая максимальная мощность их достигает 1000—1500 *м* (Резвой, 1959; Яскович, 1960). В районе сопряжения Алайского и Ферганского хребтов в толще терригенных пород мощностью до 2000 *м* Г. Л. Бельговским найдена ордовичская фауна. Сходные по составу породы с соответствующей фауной были обнаружены Ю. А. Марушкиным на южном склоне Алайского хребта в районе Дараут-Кургана.

Более или менее достоверно о геологической истории Алайского хребта можно говорить лишь начиная с нижнего силура (лландовери — венлок).

Нижний силур почти на всей площади южного горного обрамления Ферганской долины представлен мощными толщами (многие сотни, пер-

вые тысячи метров) филлитовых сланцев, обычно несколько алевритистых, с прослоями алевролитов и песчаников с зачаточной ритмичностью флишевого типа. Эти весьма однородные и мощные толщи с отдельными тонкими прослоями и линзами черных кремнистых сланцев выделяются в филлитовую формацию. Во многом она напоминает аспидную формацию Б. М. Келлера (1949), но отличается от нее более тонким составом терригенного материала, большей однородностью всего разреза и присутствием пластов кремнистых сланцев. Мощность отдельных стратиграфических горизонтов, для которых установлены и кровля и подошва, увеличивается

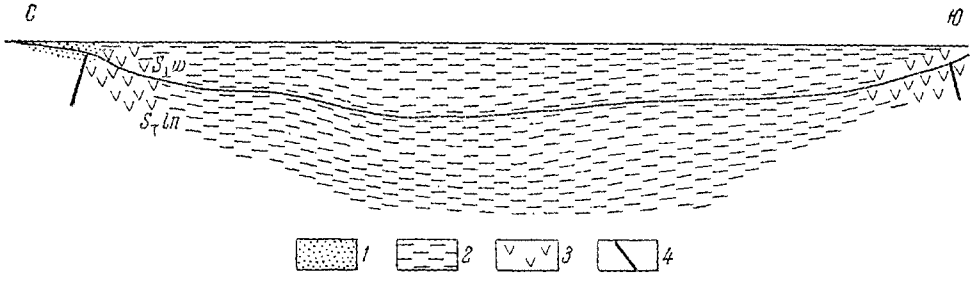


Рис. 1. Фациальный схематический профиль лландовери — венлока через Гиссаро-Алайскую геосинклиналь

1 — пестроцветные песчаники и филлиты; *2* — темноцветные аргиллиты, филлиты, алевролиты; *3* — эффузивы; *4* — разломы

от южного борта Ферганской долины к центральным частям Гиссаро-Алайской горной системы в несколько раз. В этом же направлении становится меньше песчаного и алевритового материала. По-видимому, в лландовери—венлоке территория южного горного обрамления Ферганы, включая Гиссарский, Зеравшанский, Туркестанский и Алайский хребты, прогибалась как единая, не разделенная еще на устойчиво сохраняющиеся прогибы и поднятия Гиссаро-Алайская геосинклиналь (термин Резвого, 1959).

В краевых частях этой геосинклинали филлитовая формация замещается формацией основных и средних эффузивов (рис. 1). Подошва их эрозией не вскрыта. Видимая мощность более 500—700 *м* (Резвой, 1959). Вдоль самого края современной Ферганской долины западнее р. Исфайрам, к северу от зоны эффузивов, лландовери-венлокские отложения представлены маломощными песчано-глинистыми толщами со следами волнений. В Кураминском хребте силурийские отложения не известны. В Ферганском хребте широко распространены глинисто-сланцевые толщи нижнего силура. Таким образом, в западной части Ферганской долины существовало крупное поднятие, которое ограничивало с севера Гиссаро-Алайскую геосинклиналь и питало ее обломочным материалом. Д. П. Резвой (1959) назвал это поднятие Кураминско-Ферганским. Два других ограничивали геосинклиналь с юга и юго-востока (рис. 2).

Упомянутые выше эффузивы связаны, видимо, с краевыми разломами, ограничивавшими в нижнем силуре Гиссаро-Алайскую геосинклиналь от расположенных севернее поднятий. В конце нижнего силура геосинклиналь стала распадаться на частные прогибы и поднятия. Об этом свидетельствует появление кое-где венлокских и венлок-лудловских песчаников и даже конгломератов, а также залегание нижнего лудлова местами с угловым несогласием на венлоке. Кроме того, в результате предлудловских движений в пределах Гиссаро-Алайской геосинклинали возникли две провинции — восточная и западная (Каледа, 1960*а*). Первая, Восточно-Ферганская, характеризуется интенсивным среднепалеозойским вулканизмом, вторая, Туркестанская,— его отсутствием (рис. 3). Настоящая статья посвящена анализу формаций Восточно-Ферганской провинции.

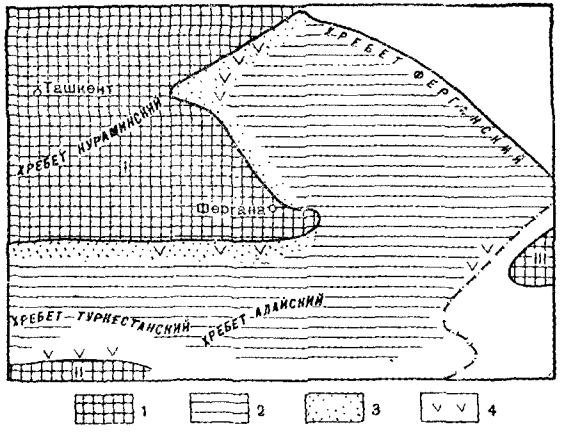


Рис. 2. Фациально-структурная схема нижнего силура (ландовери — венлок) района Ферганской долины

I — Курминское поднятие; *II* — Южно-Таджикское поднятие; *III* — Таримское поднятие

1 — область размыва; *2* — преимущественно глинистые и алевритистые отложения; *3* — песчаные и глинисто-алевритистые отложения; *4* — эффузивы

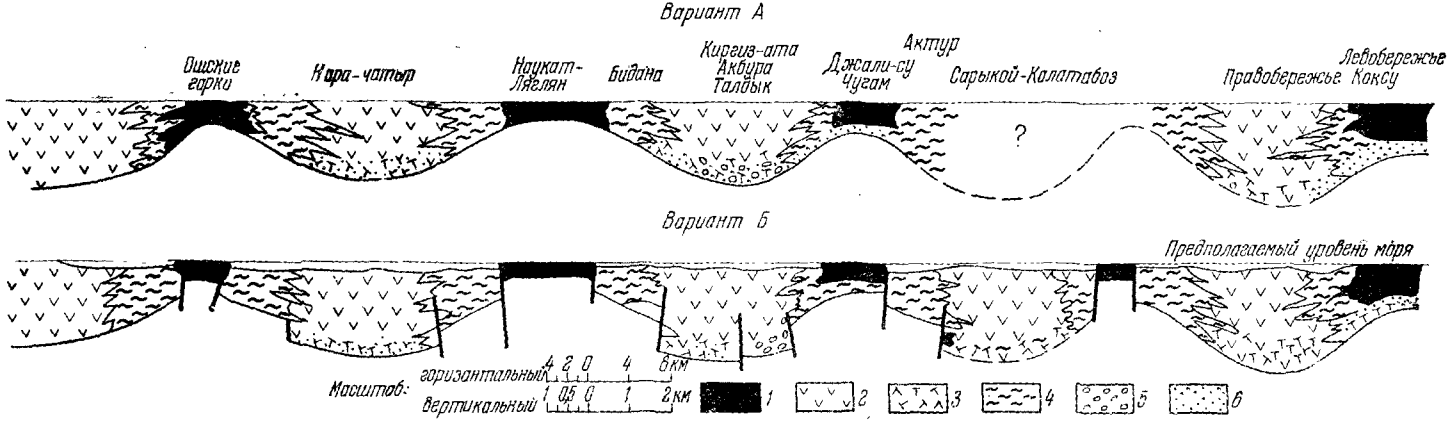


Рис. 3. Формации верхнего силура—нижнего девона восточной части Гиссаро-Алайской геосинклинали

1 — рифовые известняки; *2* — эффузивы; *3* — туфы; *4* — силициты; *5* — конгломераты; *6* — песчаники

ФОРМАЦИИ ЛУДЛОВА И НИЖНЕГО ДЕВОНА

В пределах Восточно-Ферганской провинции выделяются следующие формации лудлова и нижнего девона: основных и средних эффузивов, рифоидная и яшмовая.

Формацию основных и средних эффузивов образуют мощные толщи порфиритов, диабазов, спилитов, туфов и подчиненные им прослои яшм, глинистых сланцев, песчаников, линзы известняков обычно органогенного происхождения. Рифоидная формация представлена толщей светлых известняков, массивных или толстослоистых, мощностью в несколько сот метров. Под яшмовой формацией понимаются толщи (мощностью в несколько сот метров) разнообразных кремнистых сланцев с прослоями глинистых сланцев и известняков, пелитоморфных или, реже, органогенных. Все три формации многократно повторяются вкрест простирания структур (рис. 4). Из анализа мощностей следует, что формация основных и средних эффузивов приурочена к прогибам, рифоидная — к поднятиям, а яшмовая — к склонам последних.

Главными породами *формации основных и средних эффузивов* являются порфириты, диабазы, спилиты и их туфы. Собственно осадочные породы имеют резко подчиненное значение. Они образуют небольшие, быстро выклинивающиеся прослои, маломощные горизонты и отдельные линзы. В пределах Алайского хребта формация занимает огромные площади, имеет мощность от 1500 до 3000 *м* и всюду, где изучена достаточно подробно, даже в территориально разобщенных зонах, обладает одинаковой по разрезу изменчивостью вулканических продуктов (Каледа, 1960*а*, 1962). Это свидетельствует о синхронной эволюции вещества в вулканических очагах, питавших изолированные одна от другой зоны Восточно-Ферганской провинции, и открывает возможность для корреляции разобщенных разрезов по петрографическим признакам (Каледа, 1960*а*, 1962). Однако синхронность изменения вулканогенных продуктов справедлива лишь для крупных петрографических пачек толщ и свит, внутри же последних соотношение разных типов вулканических и осадочных пород, их последовательность и мощность отдельных слоев колеблются в широких пределах.

Разрез формации основных и средних эффузивов начинается диабазами и порфиритами, переходящими в спилиты и порфириты. Среди эффузивов залегают линзы известняков с лудловской фауной: *Conchidium knighti* var. *daljanicum* Dalm., *C. vogulicum* Tschern. Комплекс этих пород выделяется в кызыл-курганскую свиту (Каледа, 1962). Мощность их 300—400 *м*.

Выше залегает толща туфов, туфо-конгломератов, туфо-песчаников с прослоями лав (яшская свита), мощностью от 150 до 600 *м*. Местами они трансгрессивно перекрывают как лудловские эффузивы, так и филлиты венлока. В туфогенных известковистых песчаниках были найдены брахиоподы, характеризующие нижний девон, точнее не определенный. Поскольку в вышележащих отложениях обнаружена кобленцкая фауна, то толщу пирокластических пород можно считать жединской.

На туфы согласно ложатся диабазы с прослоями порфиритов, которые перекрываются прослоями спилитов переменной мощности, а последние — порфиритами андезитового состава. Эта верхняя лавовая толща, содержащая лишь отдельные прослои туфогенных пород, выделена как араванская свита. В нижней части ее встречается кобленцкая фауна, а в верхах разреза обнаружены в двух случаях единичные эйфельские брахиоподы (Каледа, 1960).

Наибольшим распространением среди осадочных пород в рассматриваемой формации пользуются яшмы и яшмовидные силициты. Они образуют прослои от 2—3 до 15—20 *м*, а в редких случаях — 50—70 *м*. В толще

туфогенных пород, чаще, чем среди других эффузивных толщ, встречаются зеленые силициты, но имеются также и красные. Характерно, что в спилитовых пачках зеленые силициты не наблюдаются.

Кремнистые породы нередко содержат значительную примесь обломочного материала от алевритовой до псефитовой размерности. Иногда встречаются конгломерато-брекчии с кремнистым цементом.

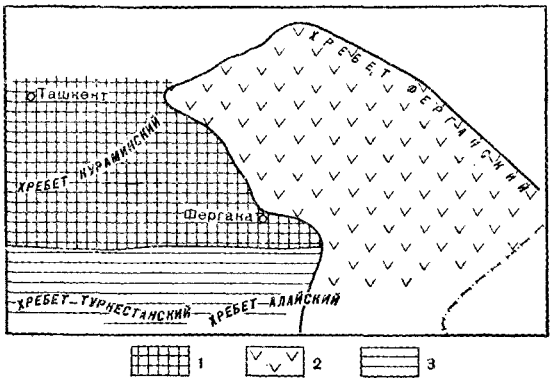


Рис. 4. Схема размещения провинций нижнедевонского осадконакопления

1 — область размыва, Кураминское поднятие; *2* — вулканогенно-осадочный комплекс формации основных и средних эффузивов, яшмовая и рифоидная, Ферганская провинция; *3* — песчаные, глинистые и пелитоморфные известняки, Туркестанская провинция

Известняки образуют отдельные линзы или небольшие неправильной формы массивы, обладающие неслоистой текстурой. Тела их нередко имеют зубчатые переходы во вмещающие эффузивы, а иногда — крутопадающие контакты. Такие взаимоотношения убедительно говорят о биогермном характере части известняков. Однако чаще встречаются более или менее правильные линзы, которые, по-видимому, представляют собой образования типа биостромов. Обычно известняки сильно перекристаллизованы, лишь редко в них удается наблюдать прекрасно сохранившиеся остатки организмов (табулят, криноидей, брахиопод, трилобитов), переполняющие породу. По кровле краевых частей таких тел в трех случаях удалось обнаружить брекчии осыпей. В основании известковых линз и массивов нередко встречается галька подстилающих эффузивов, а в кровле наблюдаются следы термального воздействия (рис. 5).

Ограниченный объем статьи не позволяет подробнее остановиться на петрографическом описании пород рассматриваемых формаций. Материал к петрографии их можно найти в работах А. Ф. Айнберг (1926), В. И. Лучицкого (1926) и других исследователей.

С формацией основных и средних эффузивов пространственно теснейшим образом связаны интрузии основных и ультраосновных пород, представленных серпентинитами, перидотитами, пироксенитами, а также габбро и диабазами. Эти интрузии рвут породы, подстилающие формацию основных и средних эффузивов, реже залегают внутри ее. Они образуют дайки, силлы разнообразной формы и обычно прослеживаются в виде четкообразных серий вдоль разломов.

Рифоидная формация представлена двумя разновидностями (субформациями) — псевдорифовой и рифовой (рис. 6).

Псевдорифовая формация имеет нижнелудловский возраст. Мощность ее не превышает первых сотен метров. Это светло-серые, толстослоистые известняки с банками крупных брахиопод, главным образом *Conchidium knighti* var. *daljanicum* Dalm, *C. vogulicum* Tschern. и др. Многие раковины прижизненно деформированы. Иногда на раковинах брахиопод встречаются поселения маленьких колоний табулят. Широко распространены обломочные и детритусовые известняки, а в основании толщи иногда залегают мелкогалечные конгломераты. Большую роль в общем объеме псевдорифовой субформации играют перекристаллизованные разности известняков.

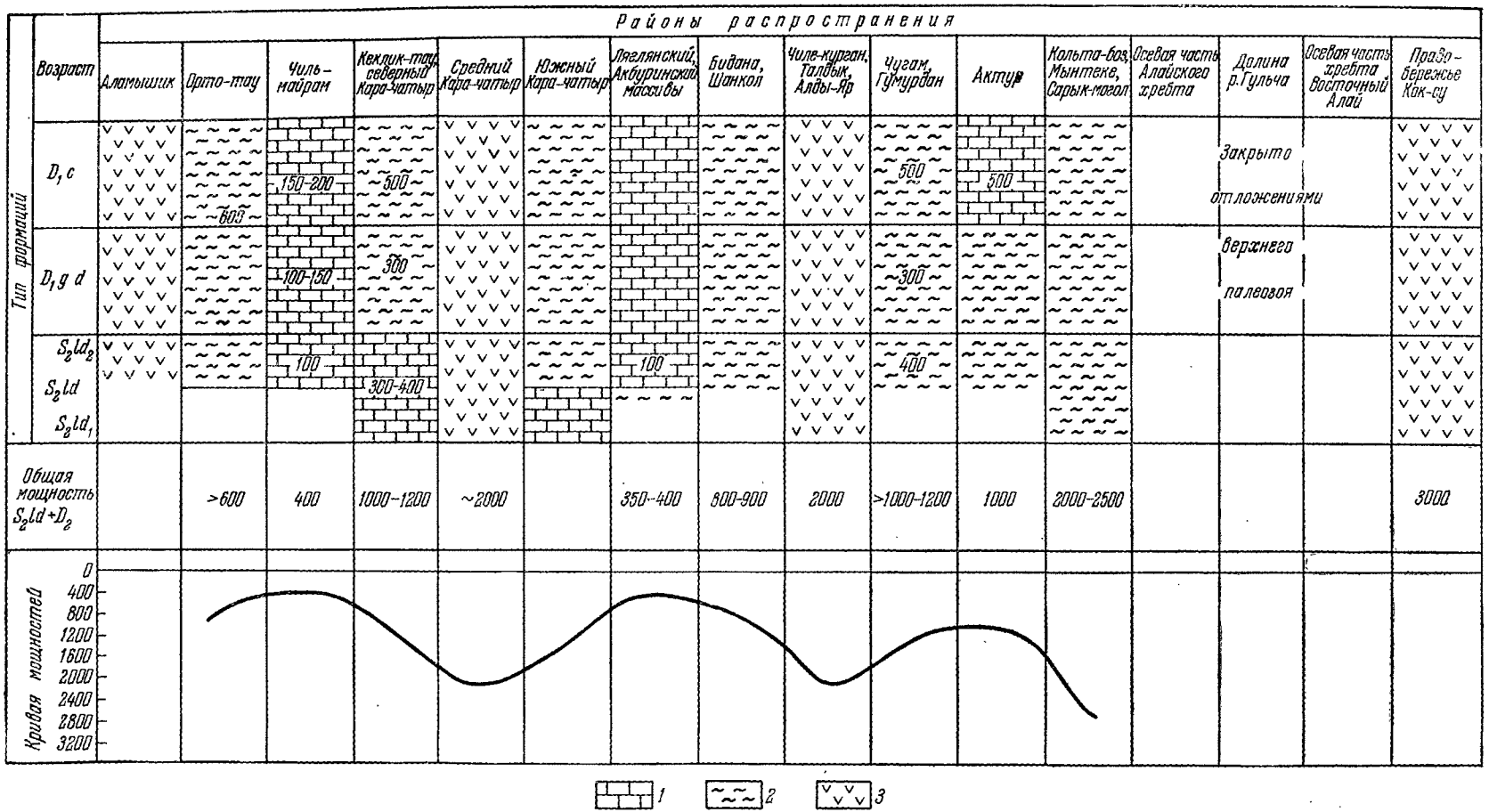


Рис. 5. Распространение формаций верхов силура и нижнего девона в пределах восточной части Алайского хребта

1 — формации массивных и массивно-слоистых известняков; *2* — яшмовые формации; *3* — спилито-диабазовые формации

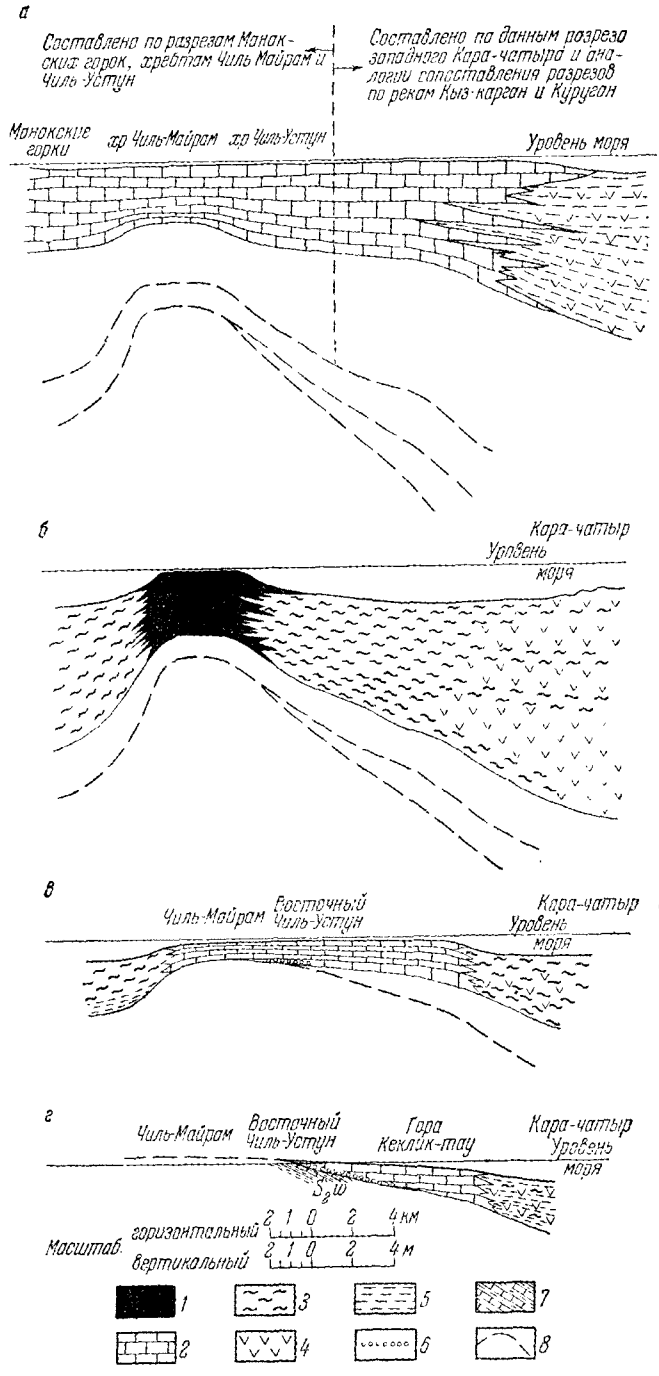


Рис. 6. Схема развития рифоидной формации Ошских гор

а — псевдорифовая субформация живета; *б* — рифовая субформация верхнего лудлова — нижнего девона — эйфеля; *в* — псевдорифовая субформация верхов нижнего лудлова; *г* — псевдорифовая субформация низов нижнего лудлова; *1* — известняки рифовой субформации; *2* — известняки псевдорифовой субформации; *3* — яшмы с прослоями известняков; *4* — эффузивы; *5* — песчано-глинистые породы; *6* — базальные конгломераты; *7* — глинистые сланцы и известняки; *8* — границы подстилающих горизонтов

Собственно рифовая субформация приурочена к интервалу разреза от маргиналиевых слоев (верхний лудлов) до эйфельского яруса включительно (конхидиеловые слои мы относим к живетскому ярусу). Это светлые, почти белые, массивные известняки мощностью 300—600 *м* с многочисленными члениками криноидей, остатками мшанок, синезеленых водорослей, брахиопод и колоний табулят. Среди известняков выделяется большое количество разновидностей: биоморфные, детритусовые, сгустково-мшанковые, криноидные, брахиоподовые, табулятовые. Наиболее широко распространены перекристаллизованные разности известняков, в которых иногда наблюдаются следы инкрустаций. Реже других из перечисленных разновидностей встречаются биоморфные известняки. Это обстоятельство нисколько не противоречит предположению о рифовой природе рассматриваемых пород: биоморфные и в особенности биогермные известняки легче других подвергаются перекристаллизации. На современных рифах, по данным бурения, они также имеют подчиненное значение. Рифовая природа доказывается морфологией тел, наличием брекчий в краевых частях массивов и общим обликом известняков, в частности их изумительной химической чистотой, подтвержденной как частными анализами (табл. 1), так и опробованием (табл. 2).

Таблица 1

Образец	Содержание, вес. %											
	Нерастворенный остаток	П. п. п.	Влажность при 105°	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	SO_3	S	Сумма
Нижнедевонский известняк Чиль-Майрама	0,24	43,47	0,28	0,32	0,03	Не обнар.	54,74	0,56	Ничтожные следы	Не обнар.	0,9	100,54
Органогенный известняк карбонатно-яшмовой толщи Чиль-Устуна	0,86	43,58	0,08	0,54	Не обнар.	0,11	54,09	0,77	0,11	Не обнар.	0,11	100,25
Микрозернистый известняк кремнистой толщи Джинтык-Су	23,74	33,62	0,12	0,52	0,03	0,11	42,11	0,82	0,21	0,08	0,10	101,46

Хорошим примером строения рифовой формации может служить известняковый хр. Чиль-Майрам (район г. Ош). Он легкодоступен и детально изучался многими геологами и палеонтологами (Мушкетов, 1915; Наливкин, 1926, 1930; Никифорова, 1937; Каледа, 1960*а*, и др.). В средней части этого массива преобладают перекристаллизованные известняки, встречаются также детритусовые и биоморфные.

Брахиоподы попадаются в виде сравнительно крупных раковин с обычно разрозненными створками; криноидей немного, от них сохраняются лишь разрозненные членики. На восточном и западном окончаниях хребта появляются известняковая брекчия, прослои слоистых известняков и яшм, широко развиты микрозернистые сгустковые и мелкодетритусовые известняки; перекристаллизованные же здесь имеют подчиненное значение. У брахиопод обычно сохраняются обе створки, а криноидеи, встречающиеся в огромных количествах, часто наблюдаются в виде целых стебельков. Таким образом, на восточном и западном окончаниях хребта наблюдаются краевые сравнительно глубоководные фации подножья рифа.

Наряду с петрографическими различиями нижнедевонских известняков центральных и краевых частей хр. Чиль-Майрам отмечаются и их химические различия. Известняки его обладают весьма слабой доломитизацией, единичные мелкие ромбики доломита обнаружены лишь в шлифах с восточного окончания хребта. В краевых же фациях нижнедевонского рифа Чиль-Майрам наблюдается заметное обогащение известняков фосфором по сравнению с центральными частями массива и увеличивается содержание нерастворимого остатка (табл. 2).

Таблица 2

Типы фаций	Место взятия пробы	Содержание, вес. %								
		H_2O	П. п. п.	SiO_2	R_2O_3	CaO	MgO	SO_3	P_2O_5	Сумма
Центральные фации рифовой субформации	Чиль-Майрам	0,03	42,43	0,49	0,12	55,13	0,86	0,007	0,05	99,12
	Тохта-Сулейман	0,02	42,52	0,39	0,19	55,5	0,30	Нет	0,05	98,97
Периферические фации рифовой субформации	Чиль-Майрам	0,27	42,90	1,33	0,42	54,86	0,45	0,007	0,51	100,75
	Тохта-Сулейман	0,17	44,45	0,44	0,23	55,22	0,63	0,054	0,113	101,31
Кремнистые известняки карбонатно-яшмовой формации	Чиль-Майрам	0,14	39,90	8,81	0,36	50,45	0,52	0,017	0,44	100,64

Прослои кремнистых пород в краевых частях Чиль-Майрама говорят о фациальном переходе формации рифовой в яшмовую. Форма кремнистых «клиньев» иногда бывает весьма сложной и прихотливой, что, по-видимому, связано с особенностями рельефа нижнедевонских рифов.

Сравнивая тектонические условия образования собственно рифовой и псевдорифовой субформаций, основываясь при этом на анализе их соотношений со смежными одновозрастными формациями, в частности, изучая фациальные переходы одних в другие, можно сделать вывод, что собственно рифовая субформация связана с большей контрастностью тектонических движений, чем псевдорифовая. Развитие рифоидных формаций началось в Гиссаро-Алайской геосинклинали в лудлове, когда впервые проявились дифференцированные движения и на поднятиях возникла псевдорифовая формация. С возрастанием контрастности движений в середине лудлова и эйфеле она сменяется собственно рифовой верхов лудлова, нижнего девона и эйфеля; в живете же, когда разница между прогибами и поднятиями начала опять ослабевать (меньше разница мощностей, шире зона выклинивания) и известняки распространились на широкую площадь, снова появилась псевдорифовая субформация с той же литологической и экологической характеристикой, что и нижнелудловская: появились даже близкие формы брахиопод (*Conchidium baschkiricum*, *C. pseudobaschkiricum* вместо лудловских *C. knighti*, *C. vogulicum*).

К *яшмовой формации* отнесены толщи яшм, кремнистых сланцев, фтанитов и других подобных же кремнистых пород. Обычными, но необязательными породами яшмовой формации являются известняки, как правило пелитоморфные, глинистые сланцы, песчаники, туфы, эффузивы.

Из-за малого количества палеонтологических находок фауны и сильной дислоцированности яшмовых толщ стратиграфия их разработана хуже, чем толщ, сложенных органогенными известняками. Фаунистически до-

казано присутствие верхнего лудлова, жединского и кобленцкого ярусов, а также эйфеля (Каледа, 1960*а*).

В исследованном районе устанавливаются две разновидности яшмовой формации — собственно яшмовая и карбонатно-яшмовая. Последняя является одной из вариаций отдаленно-яшмовой формации Н. С. Шатского (1954, 1955).

Собственно яшмовая субформация представлена разнообразными яшмами и яшмовидными силицитами, среди которых в небольшом количестве встречаются прослои туфов, пласты основных и средних эффузивов, глинистых сланцев, песчаников. Иногда же на протяжении нескольких километров можно ехать, не встречая в разрезе ничего, кроме кремнистых пород.

В карбонатно-яшмовой субформации силициты ритмично чередуются с известняками. Причем в основании карбонатного прослоя нередко наблюдается примесь песчанистого материала, исчезающая к его кровле и отсутствующая в вышележащем силиците. Таким образом, известняк является первым членом ритма, а силицит — вторым, как отложившийся в более спокойных гидродинамических условиях. Интересно отметить, что обычно с увеличением мощности первого элемента ритма происходит увеличение второго его элемента (см. рис. 4). Иногда в ритмичном чередовании принимают участие и глинистые породы. Например, в верховьях р. Чалкуйрюк описаны такие ритмы: первый—1) известковистый песчаник (40 *см*), 2) тонкополосчатый силицит (60—70 *см*), 3) чередующиеся аргиллитовые и силицитовые прослои мощностью от 1 до 10 *см* (100 *см*); второй — 1) песчанистый известняк (25 *см*), 2) силицит (40 *см*), 3) аргиллит (15 *см*). В некоторых разрезах приходилось наблюдать, как чередование известняк — филлит сменялось чередованием известняк — силицит (северный склон хр. Чиль-Устун).

Типы яшм и яшмовидных пород в обеих разновидностях кремнистой формации примерно одни и те же. Состав их показан в табл. 3. Правда, в карбонатно-яшмовой субформации реже встречаются сургучно- и кроваво-красные яшмы и не обнаружены весьма своеобразные коломорфные яшмы. Общий тон силицитов здесь обычно более темный, чем в собственно яшмовой формации. По-видимому, зеленые, голубовато-зеленые, светлые, серовато-зеленые яшмы более обычны для жединского яруса — эпохи максимальной эксплозивной деятельности, а красные приурочены преимущественно к эпохам диабазовых излияний.

В карбонатно-яшмовой субформации, как указывалось, обломочный материал сосредоточен в известковых прослоях и практически отсутствует в кремнистых; в собственно яшмовой субформации известны песчанистые силициты, а в кремнистых породах формации основных и средних эффузивов иногда содержатся обломки псефитовой размерности. Таким образом, напрашивается вывод, что гидродинамические условия осаждения кремнезема были неодинаковы при образовании разных формаций.

По разрезу карбонатно-яшмовая субформация сменяет собственно яшмовую или замещает ее латерально, но не наблюдалось случаев, чтобы она подстилала последнюю.

ПАРАГЕНЕЗ ФОРМАЦИЙ

Изученные три формации (основных и средних эффузивов, яшмовая и рифоидная) находятся между собой в тесном парагенетическом сообществе, образуя единый формационный комплекс. Вкрест простирания тектонических структур они многократно сменяют одна другую. Формация основных и средних эффузивов (мощность 1500—3000 *м*) приурочена к синхронным ей прогибам, рифоидная (300—600 *м*) — к поднятиям, а яшмовая занимает промежуточное положение (мощность 600—1000—1200 *м*).

Таблица 3

Образец	Содержание, вес. %																
	Порода	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	K_2O	N_2O_3	SO_3	П. п. п.	S общая	Сумма	H_2O гигроскоп.
К-930а	Яшма серая, зеленоватая	78,18	2,77	1,25	2,37	Не опр.	0,07	0,91	6,82	0,98	0,97	0,25	Следы	5,82	Не опр.	100,39	0,03
933	Яшма темно-красная	82,92	5,72	2,72	1,63	» »	0,07	0,31	1,72	0,82	0,28	2,37	То же	1,40	» »	99,96	0,00
371-3а	Яшма серая	89,65	3,37	0,78	0,84	» »	0,01	0,28	1,60	0,83	1,00	0,36	0,01	1,52	» »	100,25	0,00
942	Яшма серая, светлая, зеленоватая	89,83	3,76	0,73	1,66	» »	0,02	0,28	1,01	0,74	0,62	0,75	0,03	0,94	» »	100,42	0,00
790-2а	Яшма темно-серая с сульфидами	81,73	9,10	1,77	0,77	0,51	0,02	0,09	0,56	1,92	1,82	0,07	0,10	1,91	0,58	100,95	0,24
931-а	Яшма сургучная	84,70	6,81	2,41	1,03	0,73	0,08	0,17	0,86	1,38	0,74	0,84	0,02	0,84	0,01	100,62	0,19
900	Яшма мясо-красная	87,09	2,35	9,50	0,13	0,28	Не обнар.	Не обнар.	0,71	0,05	0,09	0,07	Сл.	0,24	Сл.	100,51	0,11
135-3в	Яшма колломорфная красная	92,33	1,08	2,99	0,19	0,26	0,33	0,09	1,76	0,10	0,05	0,11	0,11	0,30	0,01	99,71	0,24
774	Хлоридово-кремнистый сланец	69,37	14,01	2,95	0,70	Не опр.	0,01	1,73	2,50	11,38	2,72	1,26	0,06	3,82	Не опр. Сульфиды	100,51	2,27

Они характеризуют эпоху интенсивных дифференциальных движений, происходящих на фоне общего прогибания геосинклинали,— эпоху образования внутригеосинклинальных частных поднятий и прогибов (интрагеоантиклиналей и интрагеосинклиналей). Этой эпохе предшествовала эпоха общего и дифференцированного или слабодифференцированного прогибания геосинклинали (лландовери — венлок). Кстати, развитие этих процессов в пределах Южного Тянь-Шаня очень хорошо синхронизируется с аналогичными процессами на Урале (Штрейс, 1951).

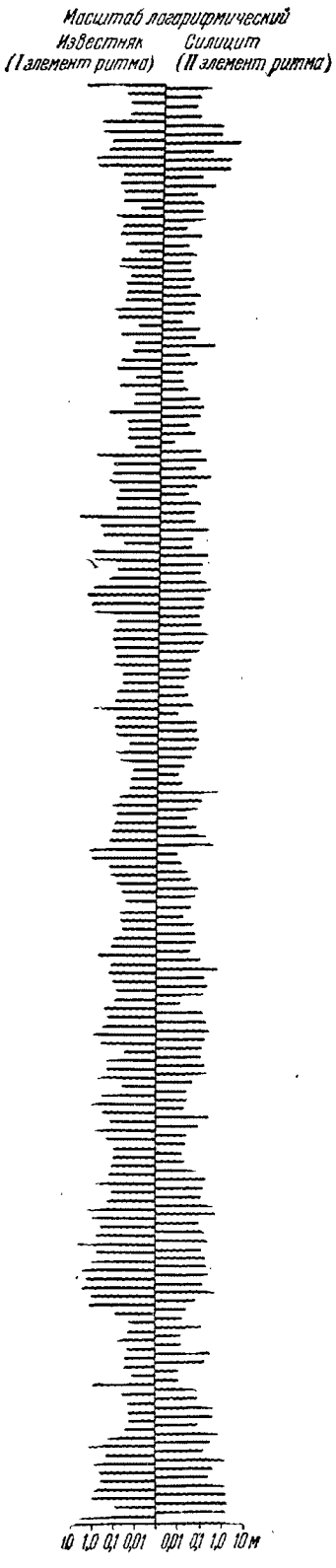
Выше указывалось, что формация основных и средних эффузивов лудлова связана с формированием краевых разломов, ограничивающих геосинклинальный прогиб от поднятий — геоантиклиналей. Излияния лудлова—девона, характеризующие эпоху дифференциальных движений внутри геосинклинального прогиба, связаны, по-видимому, с развитием разломов, разделяющих интрагеосинклинальные прогибы и поднятия. К обоим типам разломов приурочены интрузии основных и ультраосновных пород. Более крупные расположены вдоль разломов между геоантиклиналью и геосинклиналью, мелкие — у разломов между интрагеосинклинальными прогибами и поднятиями.

Сравнивая пространственные положения формаций основных и средних эффузивов нижнесилурийской и лудлов-девонской, следует отметить, что первая из них приурочена к краям геосинклинали, вторая — к центральным частям внутренних прогибов. Вулканические аппараты в нижнем силуре располагались только вдоль краевых разломов одного прогиба, лава не заполняла его полностью, а в лудлов—девоне вулканизм был связан с разломами вдоль небольших прогибов второго порядка, центральные части которых заполнялись поэтому почти полностью продуктами вулканической деятельности.

Есть еще одно существенное отличие между обеими формациями: лудлов-девонская сопровождается формацией яшмовой, а нижнесилурийская — лишь отдельными маломощными прослоями и линзами кремнистых пород. Это может быть объяснено либо разным по интенсивности выносом SiO_2 фумаролами в период образования первой и второй формаций, либо сильным разбавлением кремнистого материала терригенным в нижнем силуре, либо, наконец, особенностями и различиями гидродинамики нижнесилурийского и лудлов-девонского бассейнов. Уверенно остановиться на одном из трех выдвинутых вариантов сейчас трудно, но проанализировать относительную вероятность их, конечно, следует.

Первый вариант представляется маловероятным, ибо в нижнем силуре, а также в лудлове и нижнем девоне развит по существу один и тот же комплекс эффузивных пород (порфириты, диабазы). Трудно допустить, чтобы при одном и том же типе эффузивов наблюдались резкие отличия в характере фумарольной деятельности. Предположение о весьма сильном разбавлении кремнистого компонента терригенным, по-видимому, также не может объяснить указанные различия формаций. В породах нижнего силура наблюдается тонкая, видимо, сезонная слоистость, обусловленная чередованием глинистых и алевритистых слоев толщиной от 1 до 2 *мм*. Тонкая слоистость в яшмовидных породах лудлов—девона колеблется от 1 до 5—8 *мм*. Если она также сезонная, то скорость накопления кремнистых илов в нижнем девоне соизмерима и даже, возможно, превосходит скорость осадконакопления терригенных отложений (глинисто-алевролитовых) нижнего силура.

Таким образом, остается третий из предложенных вариантов. Разберем его подробнее. В нижнем силуре, когда вулканическая деятельность была сосредоточена лишь местами по периферии сравнительно широкого бассейна, на единицу объема его водной массы кремнезема выносилось немного и он разносился течениями и волнениями далеко от вулканогенных очагов. Именно поэтому в нижнесилурийских толщах наблюдаются



лишь отдельные прослои и линзы кремнистых пород. В лудлове и нижнем девоне, когда вулканическая деятельность ограничивалась узкими прогибами, эффузивный материал заполнял значительную их часть и на единицу объема воды каждого прогиба выносилось значительное количество SiO_2. Морфология дна узких депрессий, разделенных поднятиями, затрудняла разнос SiO_2 волнениями и течениями на значительное расстояние от вулканических очагов. Этим и объясняется интенсивное накопление кремнезема в прогибах, приведшее к образованию яшмовой формации.

Сравнивая содержание обломочного материала в кремнистых породах разных формаций, можно сделать вывод о накоплении их в разных гидродинамических условиях.

Вблизи вулканических источников, при резком пересыщении морской воды кремнеземом, он осаждался в любых гидродинамических условиях, поэтому в кремнистых прослоях формации основных и средних эффузивов содержится иногда значительная примесь грубообломочного материала. С удалением от источников концентрация его падает и, поскольку малоподвижные застойные воды с их пониженным pH более благоприятны для коагуляции и осаждения кремнезема, он входит в состав последних членов ритмов отделенно-яшмовой формации. Таким образом, хорошо объясняется отмеченное выше распределение обломочного материала в кремнистых прослоях формаций.

В пределах изученной территории и в других регионах (Davis, 1918; Либрович, 1936; Батурин, 1939 и др.) наблюдается связь в разрезе и в распространении кремнистых и глинистых пород. В вертикальном и горизонтальном направлениях они легко замещают друг друга, а в случае ритмичного переслаивания с известняками и песчаниками являются последними членами ритмов (рис. 7). Это объясняется сходством многих физико-химических свойств глинистых частиц и коллоидального кремнезема (см. наст. сборник, стр. 377).

Рис. 7. Ритмограмма карбонатно-яшмовой субформации

Основная масса карбоната кальция выделялась, по-видимому, на банках и рифах органогенным путем. Раздробление и перетирание скелетных остатков при волнениях приводило к образованию тонкой карбонатной мути. Постоянно взмучиваемая, она служила прекрасной «затравкой» для химического выделения кальцита. Мельчайшие известковистые частицы, образовавшиеся при перетирании скелетов организмов и выделявшиеся химическим путем, частью оседали в пределах рифа, а частью в виде тонких суспензий сносились волнениями и течениями в пониженные участки бассейна, где накапливался комплекс отложений яшмовой формации. Поскольку суспензии зоогенного карбоната кальция обладают отрицательным электрокинетическим потенциалом, а хемогенного — положительным (Гортиков и Остапенко, 1935; Гортиков, Малиновская, 1936; Берлин, Хабаков, 1961), то между ними должны возникать силы взаимного притяжения, приводящие к укрупнению частиц.

Резко различимыми физико-химическими свойствами карбоната кальция и кремнезема (см. наст. сборник, стр. 378) объясняется их пространственное разъединение и приуроченность к разным членам ритмов. Ограниченный объем статьи не позволяет подробнее остановиться на геохимии описываемых отложений.

Рассматриваемые нами формации образовались в жарком климате, о чем свидетельствуют известковые формы с обильной скульптурой раковин. Однако из всех трех, по-видимому, только рифоидная формация является относительно стеноклиматической, остальные — эвриклиматическими.

Возникает вопрос: не следует ли описанные три формации объединить в одну, отказавшись от выделения формационных комплексов. Думается, что такое объединение нецелесообразно: каждая из этих формаций представляет собой весьма характерный, так сказать, индивидуализированный, комплекс пород, который может быть парагенетически связан с иными формациями, чем это наблюдается в восточной части Алайского хребта.

Например, рифоидная формация в Туркестанском хребте и некоторых других местах, в частности на Ближнем Востоке, находится в ассоциации с формацией пелитоморфных карбонатов (Henson, 1950), во многих районах Америки и Казахстана яшмовая формация не связана с рифоидной (Davis, 1918; Taliaferro, 1942, 1943; Harlton, 1953; Hass, 1951; Штрейс, 1948; Колотухина, 1948; Богданов, 1948), а эффузивная формация местами (Кавказ) не сопровождается яшмовой (Кузнецов, 1951). Кроме того, каждая из выделенных нами самостоятельных формаций приурочена к определенным, характерным для нее тектоническим структурам: к поднятиям — рифоидная, к прогибам — основных и средних эффузивов, а промежуточное положение занимает яшмовая.

Формация основных и средних эффузивов и яшмовая теснейшим образом связаны между собой общностью источника материала — вулканической деятельностью. Это твердо установлено работами Э. Дэвиса (1918), Л. С. Либровича (1933), Н. Талиаферро (1942, 1943), Н. С. Шатского (1954—1955) и многих других исследователей и полностью подтверждается материалами по рассматриваемому району.

Формация основных и средних эффузивов представляет собой накопление преимущественно малоподвижных продуктов вулканической деятельности — лав, туфов — непосредственно вблизи вулканических очагов, яшмовая — материала, выносимого с фумарольными растворами в морскую воду и выделившегося из нее либо хемогенным, либо биогенным путем.

Как указывалось выше, описанный формационный комплекс, состоящий из формаций основных и средних эффузивов, яшмовой и рифоидной, развит лишь в пределах восточной части горного обрамления современной

Ферганской впадины. В северных хребтах, к западу от границы его распространения, совпадающей примерно с долиной р. Сумсар, лудловские и нижнедевонские отложения отсутствуют. Это область, которая от начала силура до нижнего девона и, вероятно, эйфеля включительно была областью размыва. В Южной Фергане, в пределах западной части Алайского хребта и в хр. Туркестанском, на поднятиях, как и в Восточной Фергане, развита рифоидная формация, но в прогибах вместо формаций основных и средних эффузивов и яшмовой развиты толщи глинистых и песчано-алевролитовых пород и пелитоморфных карбонатов (Каледа, 1960*а*). Таким образом, можно говорить о трех лудлов-нижнедевонских провинциях в пределах современной Ферганской долины и ее горного обрамления: Восточно-Ферганской, Кураминской и Туркестанской.

Кураминская провинция входит в состав Срединного Тянь-Шаня — области незавершенной каледонской орогении, Восточно-Ферганская и Туркестанская являются провинциями Южного Тянь-Шаня (герцинского). Они одновременно испытывали общее прогибание (нижний силур), в них одновременно начались дифференцированные движения, развивавшиеся в лудлове и девоне на фоне продолжающегося прогибания, но в Восточно-Ферганской провинции эти движения были контрастнее, чем в Туркестанской и, если в первой они привели, по-видимому, к образованию открытых разломов и, как результат этого, к интенсивной вулканической деятельности, то во второй, Туркестанской, дело до этого не дошло. А отсюда вся разница в характере осадконакопления в этих провинциях.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Вопрос о характере вторичных, в том числе и деформационных, изменений разных формаций может быть предметом рассмотрения в специальной статье или монографии. Здесь же мы бегло рассмотрим лишь однотипные изменения пород описанных формаций, не затрагивая всей проблемы в целом.

Породы рифоидной формации смяты в крупные складки, почти не осложненные складками мелких порядков. Обычно удается наблюдать лишь одно крыло крупной антиклинальной структуры с моноклинальным падением слоев; ядро такой структуры в большинстве случаев вместе с другим крылом поднято по разлому и размыто. Известняки этой формации разбиты трещинами на крупные блоки.

Для формаций основных и средних эффузивов характерны широкие синклинали, осложненные складками второго порядка. Эти спокойные складки, иногда асимметричные, с крутым падением одного из крыльев, хорошо вырисовываются по прослоям известняков и силицитов. Антиклинали, как правило, в них у́же синклиналей.

Для яшмовой формации характерны наложенные одна на другую складки разного порядка и дизъюнктивные нарушения.

Иногда известняки яшмовой формации бывают неравномерно-пятнисто окрашены, а содержащиеся в них органические остатки замещены кварцем. По-видимому, в подавляющем большинстве случаев это окремнение связано с диагенезом осадка, поскольку в известняках почти отсутствуют кварцевые прожилки (исключение составляют зоны крупных разломов). В породах рифоидной формации кварцевая минерализация практически полностью отсутствует.

Различаются формации и интенсивностью перекристаллизации карбонатных пород. Известняки рифоидной формации с низким содержанием примесей всегда в той или иной степени перекристаллизованы и нередко превращены в средне- и крупнозернистые мраморы. Известняки яшмовой формации с высоким содержанием примесей почти не затронуты процес-

сами перекристаллизации (Каледа, 1955). Известняки формации основных и средних эффузивов обычно перекристаллизованы довольно сильно, нередко несколько эпидотизированы и ожелезнены, а в некоторых случаях окварцованы (у разломов).

Породы всех описываемых формаций пронизаны многочисленными прожилками. В рифоидной формации они имеют исключительно кальцитовый состав. В яшмовой жильными минералами являются кальцит и кварц, причем в кремнистых породах преобладают кварцевые прожилки, хотя часто встречаются и кальцитовые, а в известняках — господствуют кальцитовые, кварцевые же крайне редки. Иногда в кальцитовых прожилках наблюдается тоненькая кварцевая оторочка, выклинивающаяся с удалением от поверхности известкового пласта. В породах яшмовой формации кальцитовые жилки секут кварцевые. Указанные соотношения однозначно говорят о последовательности окварцевания и кальцитизации в этих породах.

Со вторичными процессами, вероятно, связана также прихотливо пятнистая, весьма красочная расцветка некоторых яшм, которые могут быть успешно использованы как поделочный камень. Опытную разработку их можно начать на правом берегу р. Араван, у колхоза им. Карла Маркса.

К яшмовой формации приурочены проявления марганцевых руд на северном склоне хр. Чиль-Устун.

Известняки рифоидной формации успешно разрабатываются и могут вместе с четвертичными лёссовидными суглинками использоваться для цементной промышленности и в качестве флюсового сырья. Для последнего не годятся лишь известняки краевых частей рифовых массивов, в которых содержание P_2O_5 превышает иногда 0,1 % (см. табл. 2).

С краевыми частями формаций основных и средних эффузивов связаны телетермальные месторождения киновари. Известняки рифоидной формации обычно нерудоносны, лишь в редких случаях они содержат вкрапленность киновари. Различия в рудоносности указанных формаций связаны, по-видимому, с разным их структурным положением. Краевые части формации основных и средних эффузивов маркируют тектонические зоны, благоприятные для гидротермального оруденения, вероятно, потому, что здесь в краевых частях прогибов расположены длительно развивающиеся разломы, которые могут служить рудоподводящими каналами. Непосредственно рудопроявления в этой формации связаны, как правило, с тектонически брекчированными и окварцованными линзами известняков.

Таким образом, формации маркируют и рудоносные зоны, и места непосредственного положения телетермальных месторождений (Каледа, 1950*б*).

Заканчивая описание формаций восточной части Алайского хребта, следует еще раз подчеркнуть, что формация — это геологическое тело, которое формируется, деформируется, изменяется, судьба его от начальных до последних этапов связана со всей геологической историей региона, в котором оно находится.

В заключение автор приносит благодарность своим учителям профессорам — М. С. Швецову, Д. П. Резвому, а также товарищам по работе — Г. И. Биличевой, О. И. Богуш, В. Н. Гавриловой, Н. А. Лисициной, Е. И. Олли, Л. С. Тарасову, оказавшим большую помощь в сборе и обработке материала по стратиграфии и литологии девонских отложений Южной Ферганы.

ЛИТЕРАТУРА

Айнберг А. Ф. Изверженные породы окрестностей Тюя-Муюна.— Труды по изучению радия, т. II. Л., Изд-во АН СССР, 1926.

Батурин В. П. О нефтепроводящих отложениях в разрезе нижнего палеозоя Южного Урала. Л.— М., Изд-во АН СССР, 1939.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолиздат, 1958.

Берлин Т. С., Хабаков А. В. О различиях электрокинетических потенциалов карбонатных осадочных пород различного генезиса и состава.— Геохимия, 1961, № 3.

Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела.— Тектоника СССР, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1948.

Гортиков В. М., Малиновская Н. П. Электрический потенциал природных карбонатов кальция.— Кол. журн., 1936, 2, вып. 5.

Гортиков В. М., Остапенко И. Г. Знак заряда карбоната кальция в связи с его образованием и составом равновесного раствора.— Кол. журн., 1935, 1, вып. 4.

Каледа Г. А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород.— В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 2. Львов, Изд-во Львовск. Гос. ун-та, 1955.

Каледа Г. А. Девонские отложения Южной Ферганы.— Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня, т. 1. Львов, Изд-во Львовск. Гос. ун-та, 1960*а*.

Каледа Г. А. К вопросу о литологическом контроле гидротермального ртутного руденения.— Изв. высш. учеб. завед., 1960*б*, № 11.

Каледа Г. А. О состоянии стратиграфии девонских отложений Туркестанского и Алайского хребтов.— Изв. высш. учеб. завед., 1962, № 11.

Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.—Труды ГИН АН СССР, вып. 104, серия геол. (34), 1949.

Колотухина С. Е. Стратиграфия, фации и тектоника девона и нижнего карбона Сары-Су-Моинтинского междуречья (Центральный Казахстан). — Труды ГИН АН СССР, вып. 101, 1948.

Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа.— Труды ГИН АН СССР, вып. 131, 1951.

Либрович Л. С. Основные черты геологической истории Кизило-Уртазымского района на Южном Урале.— Зап. Российск. мин. об-ва, ч. LXII, № 1, 1933.

Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале.— Труды ЦНИГРИ, вып. 81, 1936.

Лучицкий В. И. Исследования в области известняковых контактов хребта Киргиз-ата (в Фергане).— Труды по изучению радия, ч. II, 1926.

Мушкетов Д. И. Чиль-Устун и Чиль-Майрам.— Труды Геол. Ком., Новая серия, вып. 100, 1915.

Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент, 1926.

Наливкин Д. В. Брахиоподы верхнего и среднего девона Туркестана.— Труды Геол. Ком., Новая серия, вып. 180, 1930.

Никифорова О. И. Брахиоподы верхнего силура Среднеазиатской части СССР.— Монографии по палеонтологии СССР, т. 35, вып. 1. Л.— М., ОНТИ, 1937.

Резвой Д. П. Основные черты тектоники и истории развития восточной части Туркестано-Алайской горной системы.— Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня, т. 1. Изд-во Львовск. Гос. ун-та, 1959.

Хераскова Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, т. XXV, вып. 5.

Шатский Н. С. Очерки геологии Волго-Уральской нефтеносной области и смежных частей западного склона Южного Урала.— Мат-лы регион. геол. СССР, Новая серия, 1946, вып. 2 (6).

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещание по осадочным породам.— Доклады, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала.— Тектоника СССР, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Штрейс Н. А. Геологическое строение Ортау и Кос-Мурун (Жана-Аркинского района Карагандинской области).— Труды ГИН АН СССР, 1948, вып. 101.

Яскович Б. В. К стратиграфии кембрийских отложений Южной Ферганы.— Труды Узб. геол. управл., сб. 1, геология. М., Гесгеолтехиздат, 1960.

Davis E. F. The radiolarian cherts of the Franciscan group. Univ. California Publs. Bull. Dept. Geol., 1918, 11, № 3.

H a r l t o n Br. H. Quachita chert facies, Southeastern Oklahoma.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1953, **37**, № 4.
H a s s W. H. Age of Arkansas novaculite.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1951, **35**, № 12.
H e n s o n F. R. S. Cretaceous and Tertiary reef formation and associated sediments in Middle East.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1950, **2**.
T a l i a f e r r o N. L. Geologic history and of the Jurassic of Southwestern Oregon and California.— Bull. Geol. Soc. America, 1942, **53**.
T a l i a f e r r o N. L. Problem of Franciscan group.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1943, № 2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Н. М. Страхов. О некоторых вопросах геохимии кремнезема. 5

I. Закономерности распределения кремнезема в современных осадках

А. Н. Богоявленский. Распределение и миграция растворенной кремнекислоты в океанах 11

А. П. Лисицын, Ю. И. Беляев, Ю. А. Богданов, А. Н. Богоявленский. Закономерности распределения и формы кремния, взвешенного в водах Мирового океана 37

А. П. Лисицын. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. 90

О. Г. Козлова и В. В. Мухина. Диатомовые и силикофлагелляты во взвеси и в донных осадках Тихого океана 192

М. Г. Петрушевская. Радиолярии в планктоне и в донных осадках . . 219

С. Б. Кругликова. Количественное распределение радиолярий в поверхностном слое донных осадков северной половины Тихого океана 246

В. М. Колтун. Спикулы губок в поверхностном слое осадков южной части Индийского океана 262

Е. М. Емельянов. Распределение аутигенного кремнезема во взвеси и в современных осадках Средиземного моря 284

И. И. Шурко. Аморфный кремнезем в осадках северной Атлантики . . . 295

А. П. Жузе. Кремнистые осадки в современных и древних озерах 301

II. Закономерности распределения кремнезема в древних осадках и кремнистые формации

А. П. Лисицын. Распределение кремнезема в четвертичных осадках в связи с климатической зональностью геологического прошлого 321

Г. А. Каледа. Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления 371

Н. Г. Бродская. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях 394

Г. А. Каледа. Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алайского хребта 402

CONTENTS

N. M. Strakhov. On certain problems of geochemistry of silica 5

I. Regularities in the distribution of silica in recent sediments

A. N. Bogoiavlensky. Distribution and migration of dissolved silica in oceans 11
A. P. Lisitzin, Yu. I. Beliaev, Yu. A. Bogdanov, A. N. Bogoiavlensky. Regularities in the distribution and forms of silicium suspended in the waters of the World Ocean. 37
A. P. Lisitzin. Main regularities in the distribution of recent silceous sediments and their relations with climatic zonality 90
O. G. Kozlova, V. V. Mukhina. Diatomic silicoflagellates in the suspension and in the bottom sediments of the Pacific Ocean 192
M. G. Petrushevskaia. Radiolaria in the plankton and bottom sediments 219
S. B. Kruglikova. Quantitative distribution of radiolarians in the surface layer of sediments in the northern half of the Pacific Ocean 246
V. M. Koltun. Sponge spiculae in the surface layer of sediments in the southern part of the Indian Ocean 262
E. M. Emelianov. Distribution of authigenous silica in the suspension and in recent sediments of the Mediterranean Sea 284
I. I. Shurko. Amorphous silica in the sediments of North Atlantic 295
A. P. Zhuze. Siliceous sediments in recent and ancient lakes 301

II. Regularities in the distribution of silica in old sediments and siliceous formations

A. P. Lisitzin. Distribution of silica in Quaternary sediments owing to climatic zonality of the geological past 321
G. A. Kaleda. Main features in the evolution of siliceous sedimentation. 371
N. G. Brodskaia. On three genetic types of siliceous rocks in geosynclinal formations 394
G. A. Kaleda. Jasper and synchronous formations in the eastern part of Alai Ridge 402

Геохимия кремнезема

Утверждено к печати
комиссией по осадочным породам
при отделении наук о Земле

Редактор издательства *В. М. Стригин*
Технический редактор *Н. С. Кашина*

Сдано в набор 4/VIII 1965 г. Подписано к печати 23/XII 1965 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 26,5+6 вкл. (1,5 п.л.)=39,2 усл. п. л. Уч.-изд. л. 37,7.
Тираж 1300 экз. Т-17227. Изд. № 155/65
Тип. зак. № 2887

Цена 2 р. 81 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

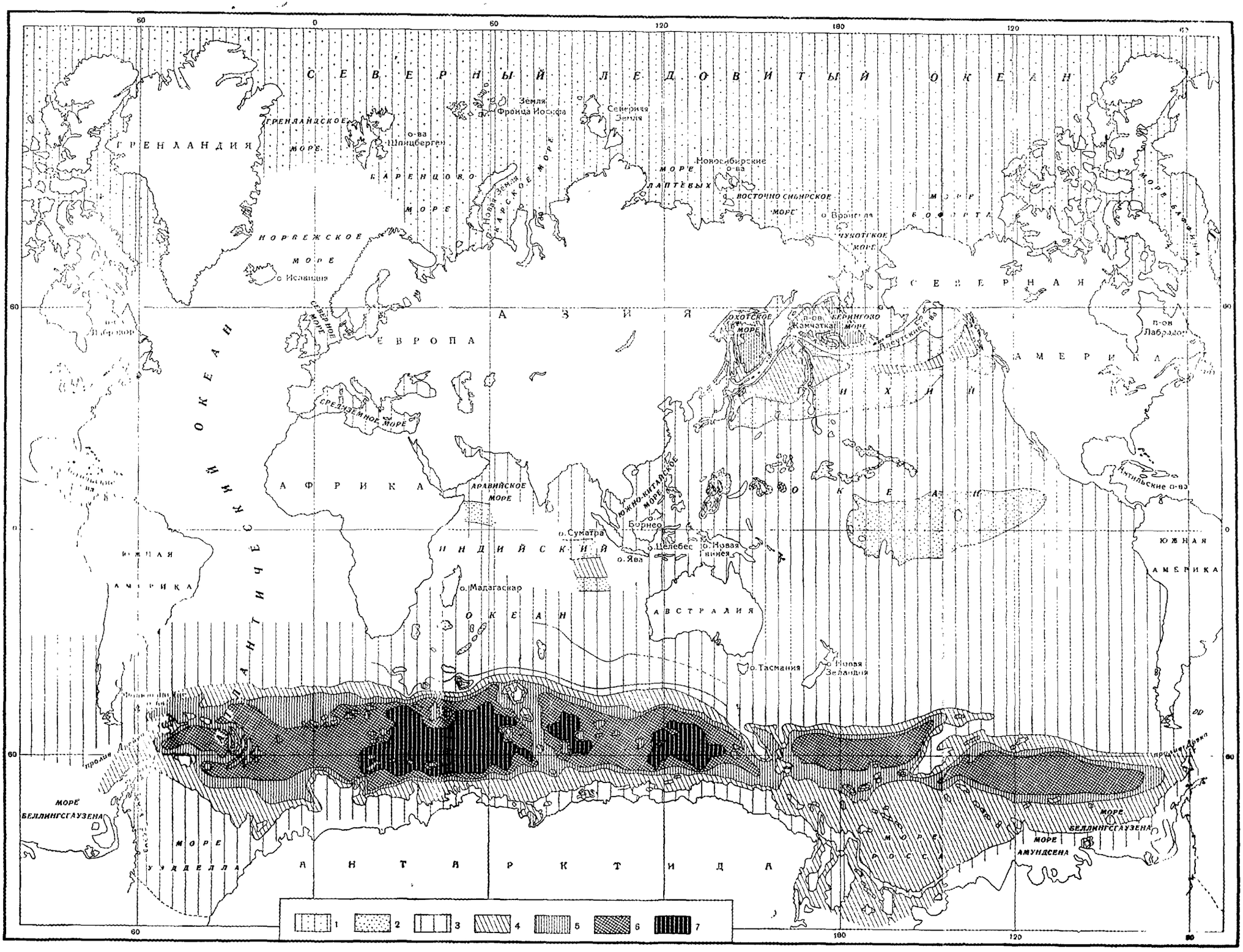


Рис. 1. Распределение аморфного кремнезема в поверхностном слое донных осадков (в % на сухое вещество осадка)

1 — меньше 5; *2* — от 5 до 10; *3* — меньше 10 (без подразделений); *4* — от 10 до 30; *5* — от 30 до 50; *6* — 50—70; *7* — больше 70

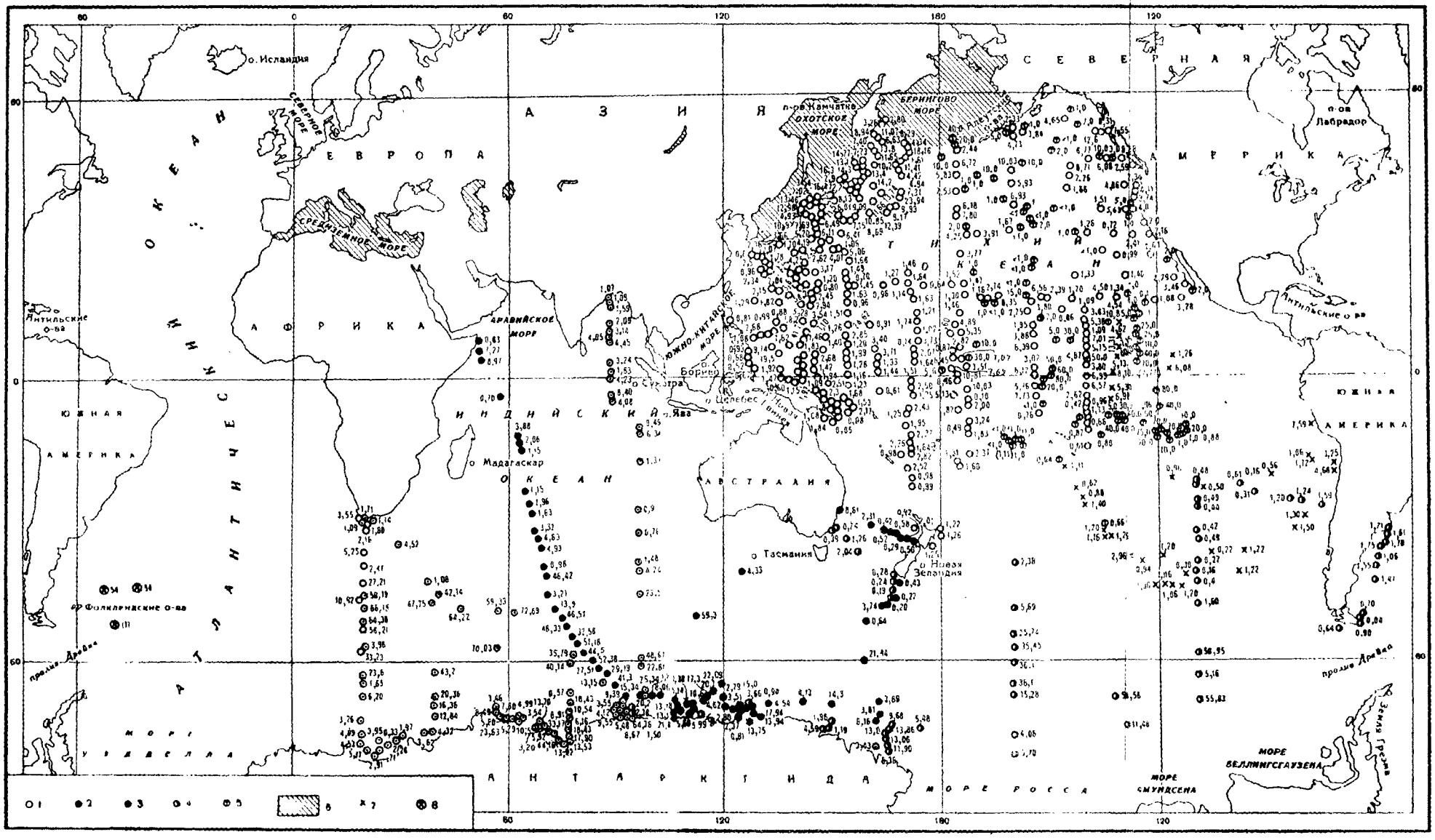


Рис. 2. Фактические значения содержания аморфного кремнезема в донных осадках (в % на сухое вещество осадка)

Материалы экспедиций: *1* — «Витязя»; *2* — Антарктической, 1-й рейс; *3* — Антарктической, 2-й рейс; *4* — Антарктической, 3-й рейс; *5* — микроскопические подсчеты (Riedel, 1951). *6* — районы детальных исследований на «Витязе»; *7* — анализы, выполненные в СССР по зарубежным материалам; *8* — точки микроскопических подсчетов экспедиции на «Метеоре» (Pratje, 1951)

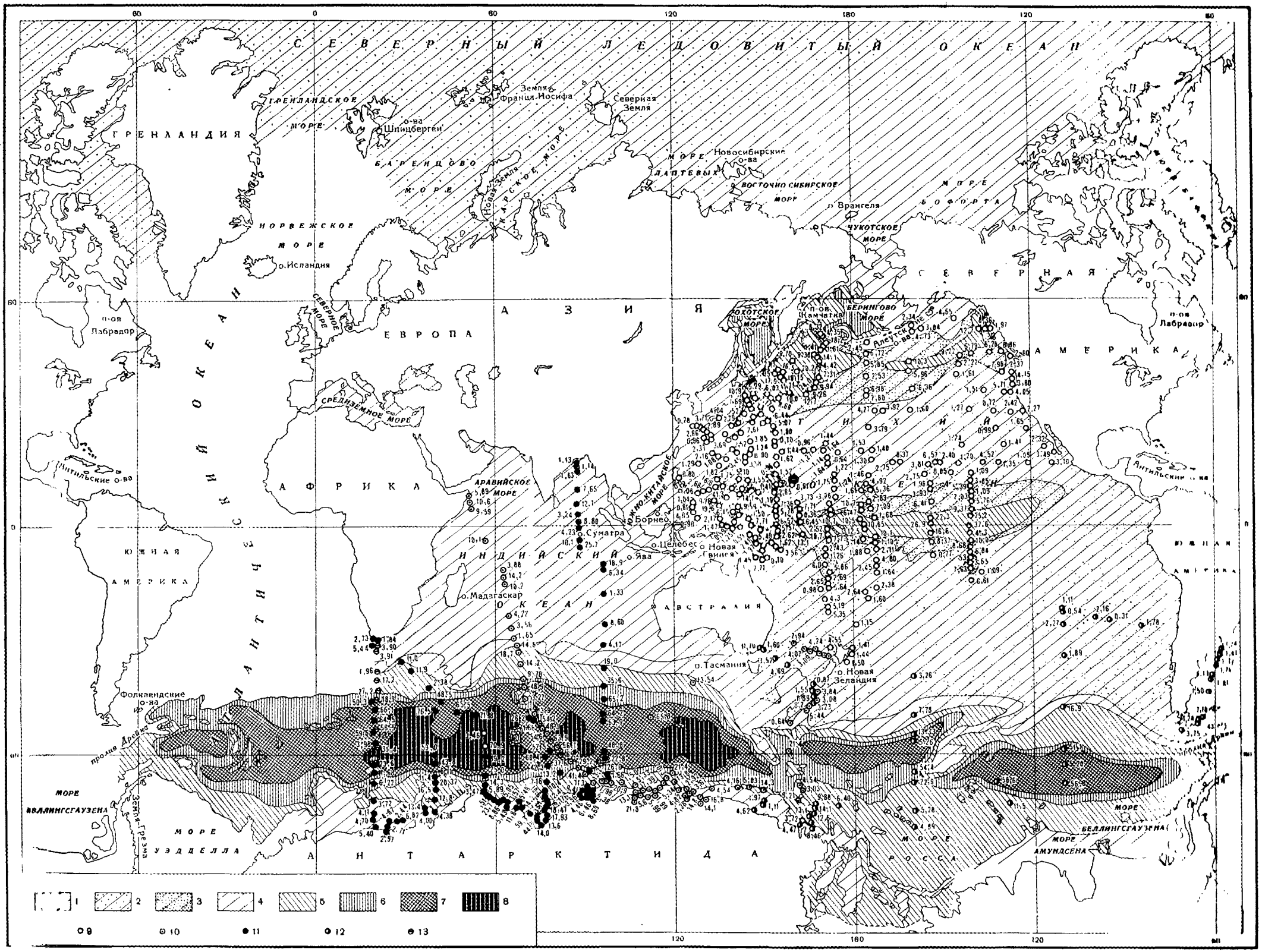


Рис. 13. Распределение аморфного кремнезема в пересчете на бескарбонатный материал (в % на сухое вещество осадка)

1 — меньше 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — меньше 10 (без подразделений); *5* — от 10 до 30; *6* — от 30 до 50; *7* — от 50 до 70; *8* — больше 70. Цифрами показаны фактические значения. Станции экспедиций: *9* — на э/с «Витязь»; *10* — на э/с «Объ»; 1-й рейс; *11* — то же; 2-й рейс; *12* — то же; 13-й рейс; *13* — то же; 4-й рейс

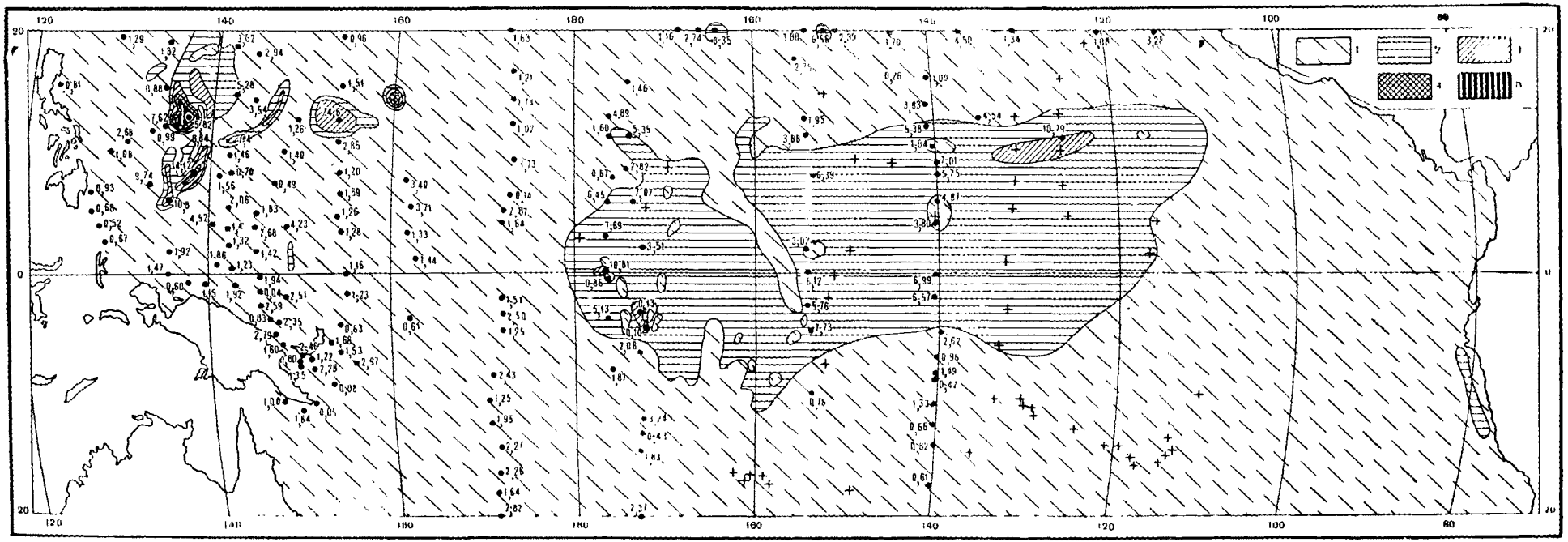


Рис. 21. Распределение аморфного кремнезема экваториальной и тропической зон Тихого океана (в % от сухого осадка)

1 — меньше 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 30; *4* — от 30 до 50; *5* — больше 50

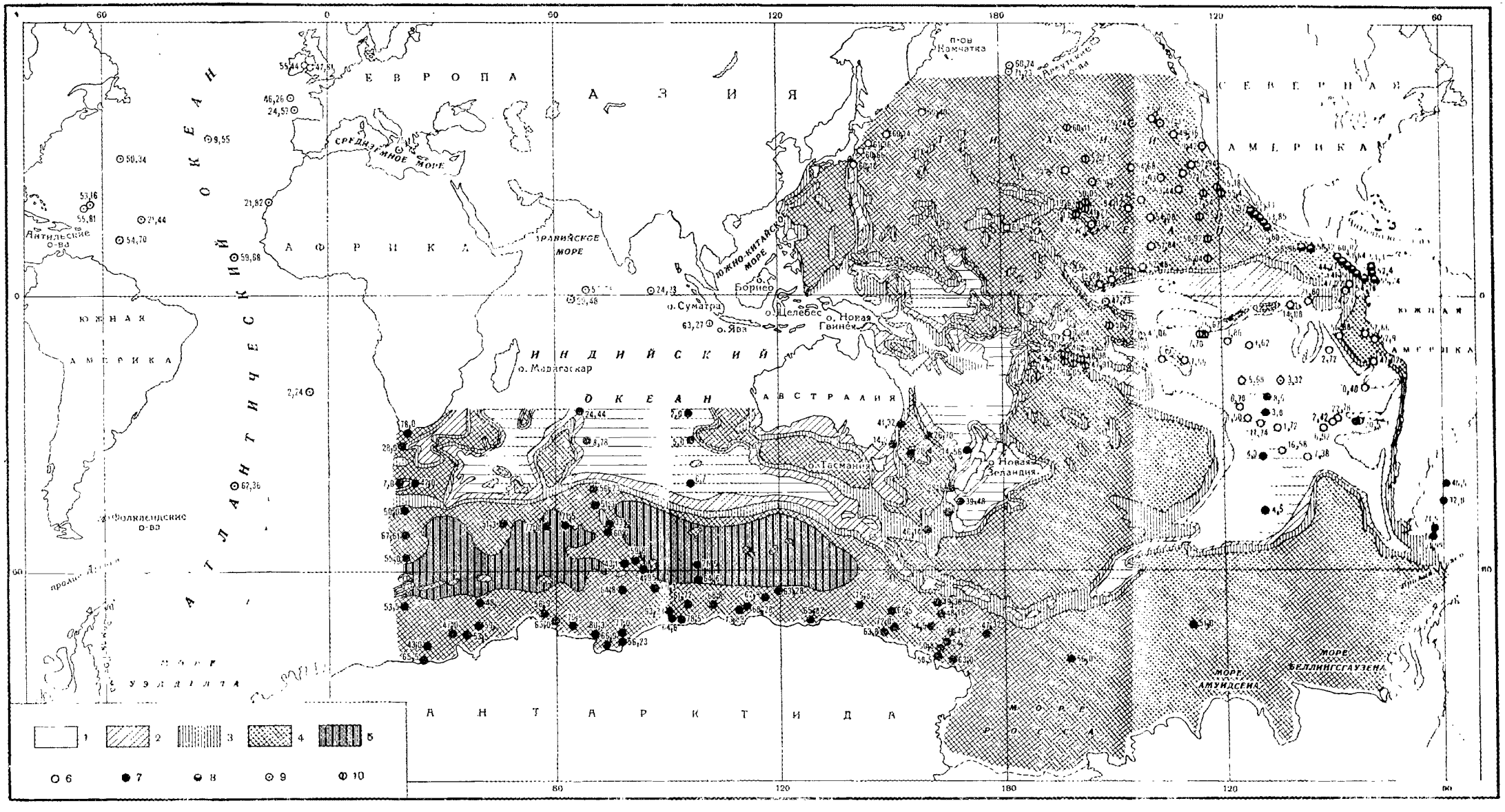


Рис. 25. Распределение валового кремнезема в донных осадках (в % на сухое вещество донных осадков) по данным химических анализов

1 — меньше 10; *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — от 50 до 70, *5* — больше 70. По данным: *6* — Revelle (1942); *7* — Антарктической экспедиции АН СССР; *8* — Goldberg and Arrhenius, 1958; *9* — Wakeel and Riley, 1961; *10* — прочие

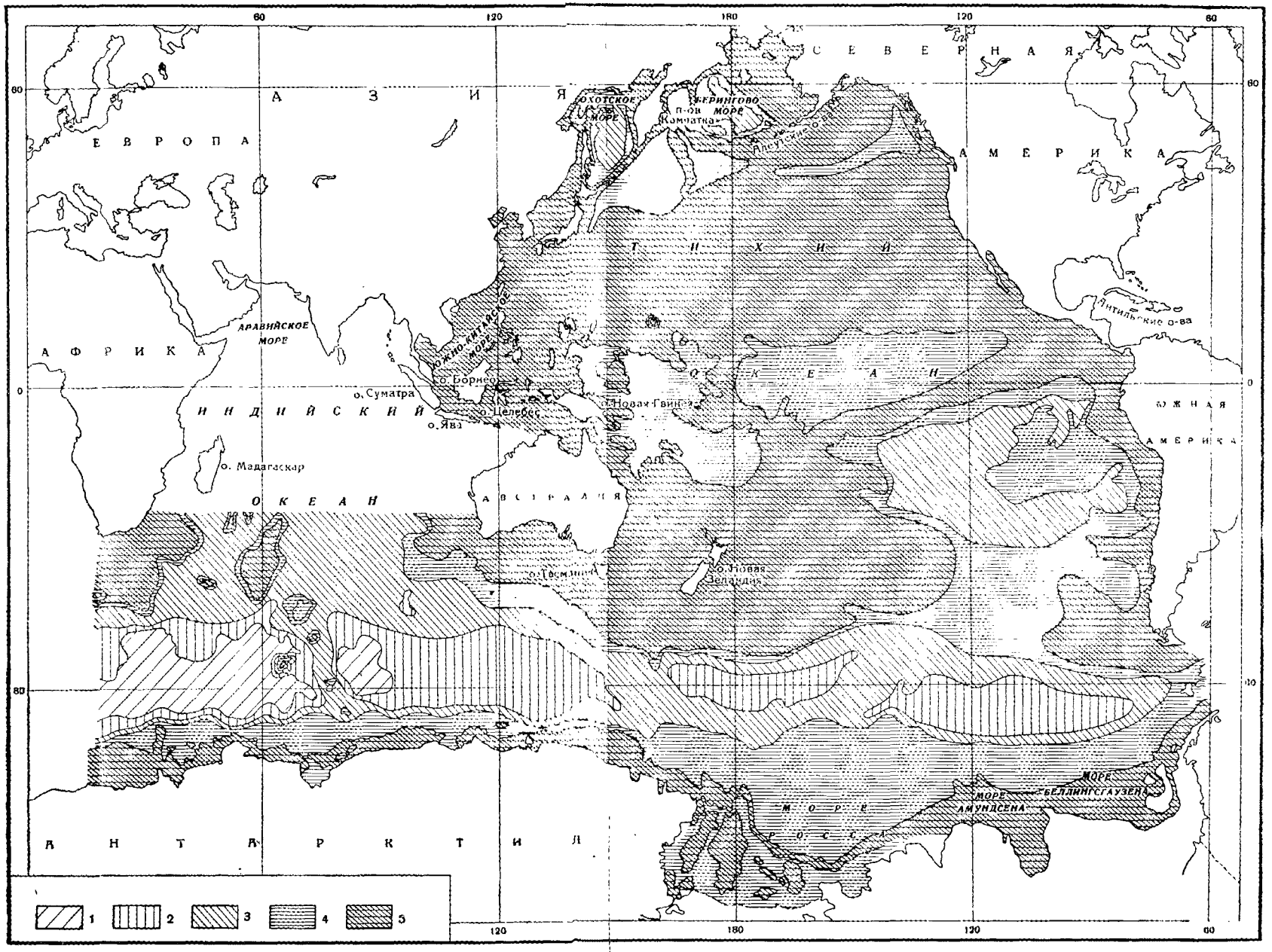


Рис. 26. Распределение терригенного кремнезема (силикатного + кварцевого в % от валового кремнезема в донных осадках).

1 — от 10 до 30; *2* — от 30 до 50; *3* — от 50 до 70; *4* — от 70 до 90; *5* — больше 90

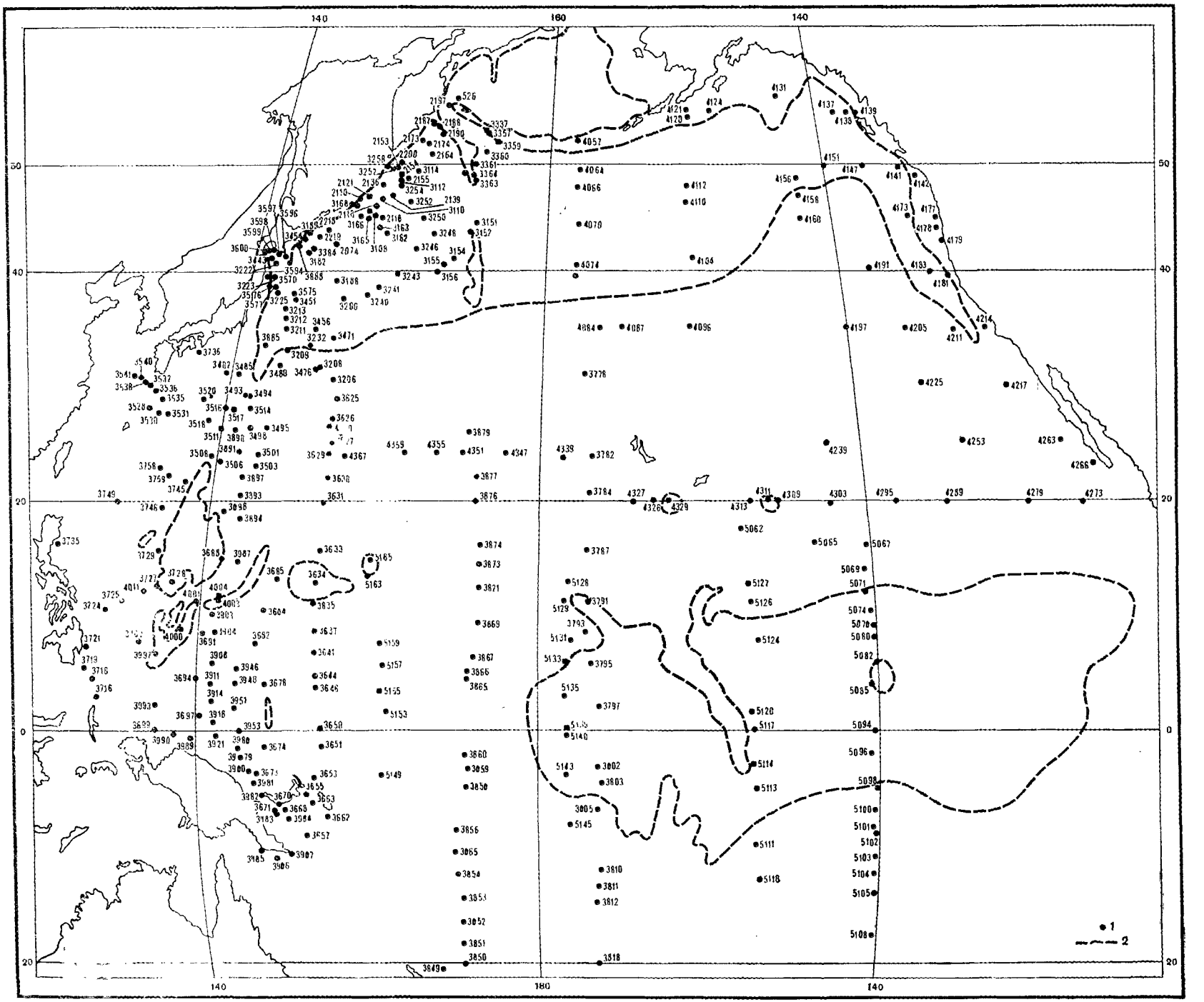


Рис. 5. Схема расположения станций в северной и экваториальной частях Тихого океана

1 — колонки, для которых приведены литологические данные и содержание кремнезема по вертикали; *2* — зоны с содержанием аморфного кремнезема более 5%

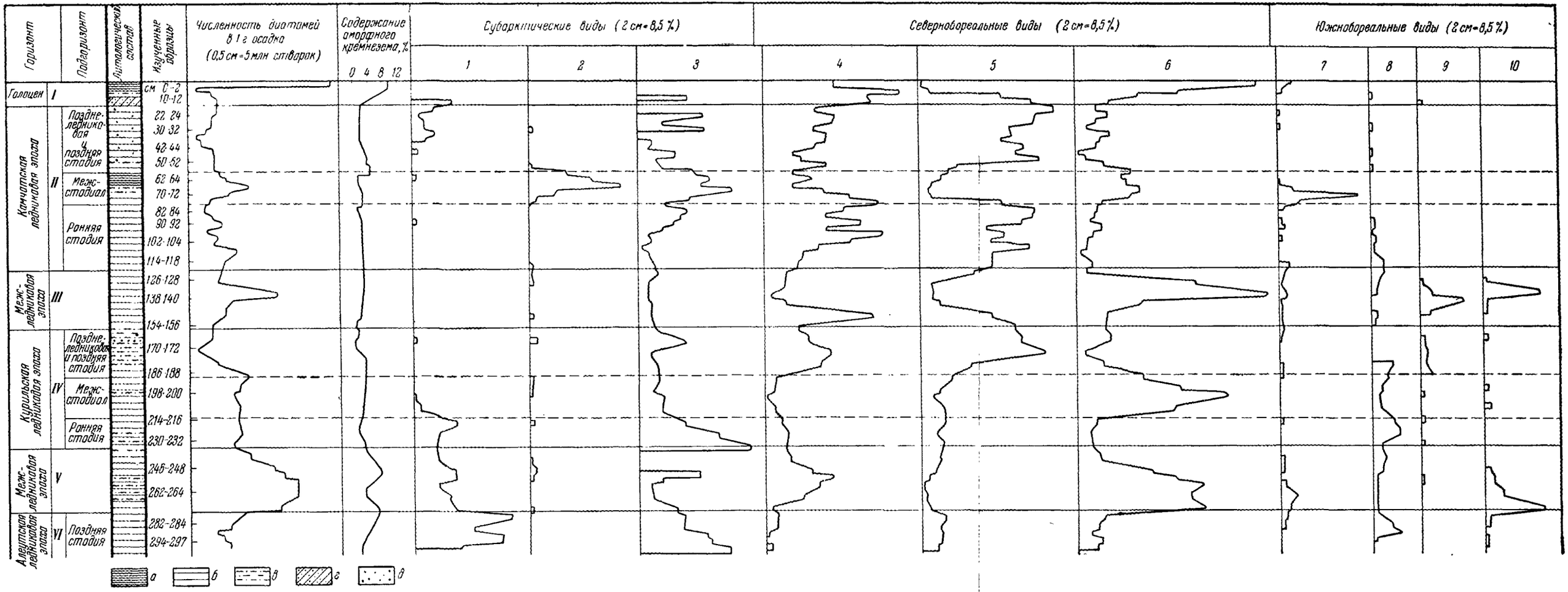


Рис. 6. Литологический состав, численность диатомей в 1 *г* осадка, содержание аморфного кремнезема и комплексы диатомовых в колонке со ст. 4112 из зоны слабокремнистых осадков северной части Тихого океана (Жузе, 1963)

Литологический состав: *а* — глинистые илы; *б* — алевритовые глинистые илы; *в* — алевриты мелкие; *г* — алевриты крупные; *д* — включения гравийно-галечного материала, перенесенного льдами. Субантарктические виды диатомовых: *1* — *Actinocyclus schofeusis*; *2* — *Rhabdonema arcuatum*; *3* — *Actinocyclus divisus*; Северобореальные виды диатомовых: *4* — *Coscinodiscus marginatus*; *5* — *Rhizosolenia hebetata*; *6* — *Denticula seminae*; Южнобореальные виды диатомовых: *7* — *Thalassiosira decipiens*; *8* — *Coscinodiscus asteromphalus*; *9* — *Coscinodiscus radiatus*; *10* — *Thalassionema nitzschioides*

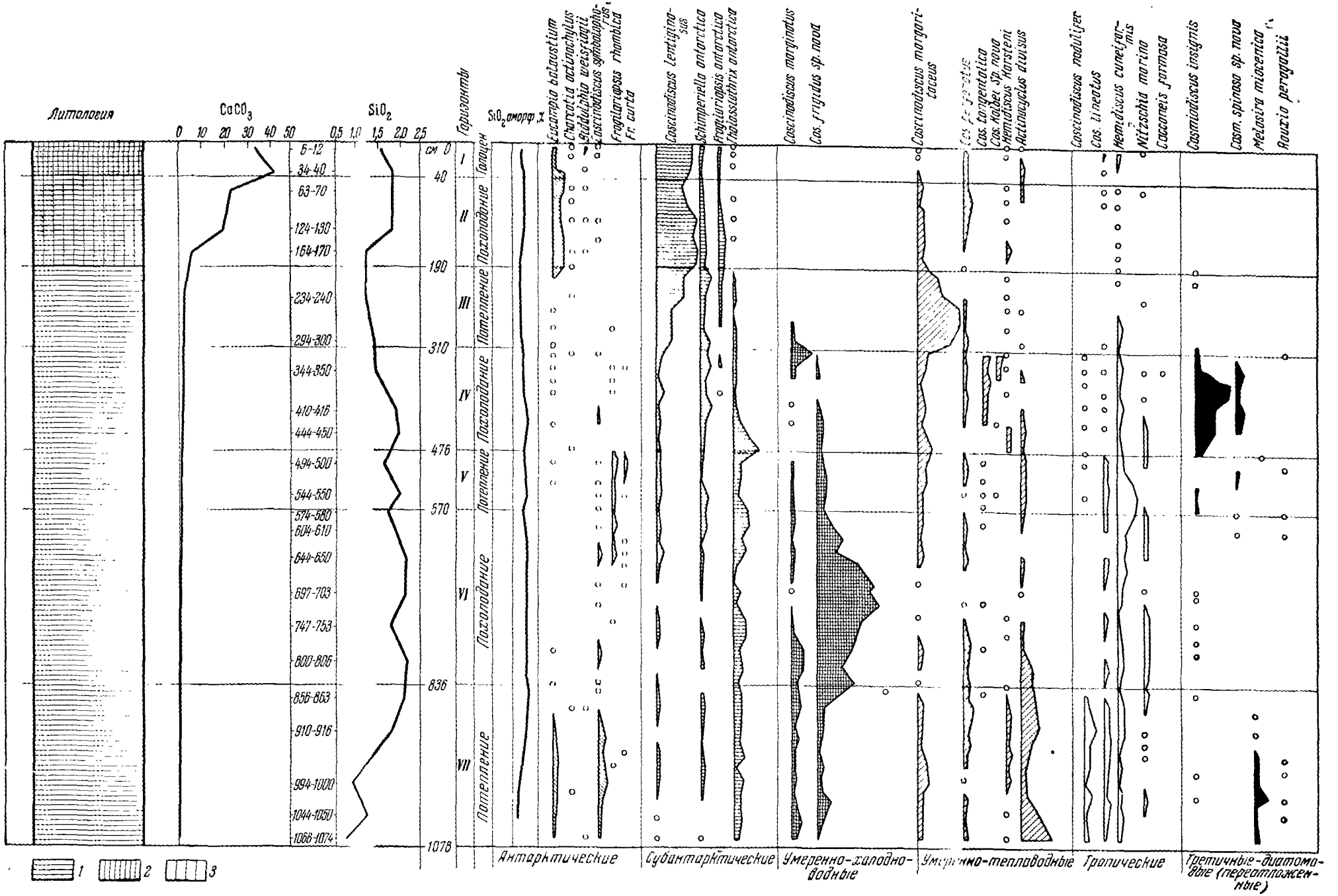
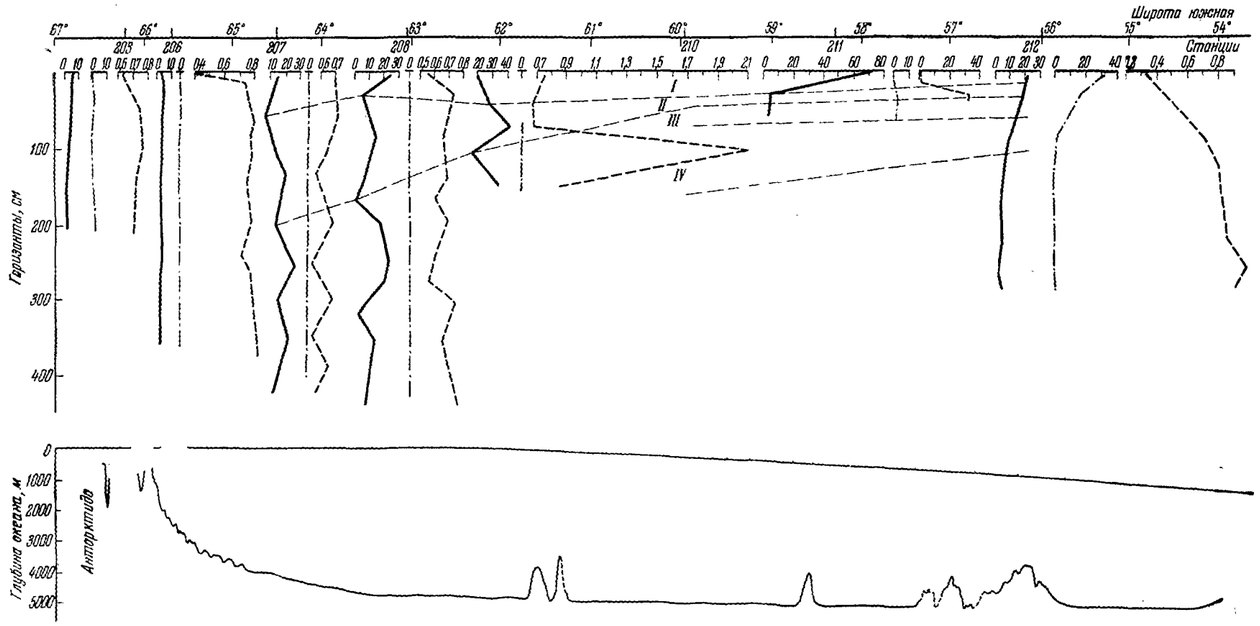


Рис. 17. Литологический состав, содержание аморфного кремнезема, $CaCO_3$ и комплекс диатомовых водорослей (по Жузе, Королевой, Нагаевой, 1963) в колонке со ст. 256. Северная периферия кремневого пояса Антарктики

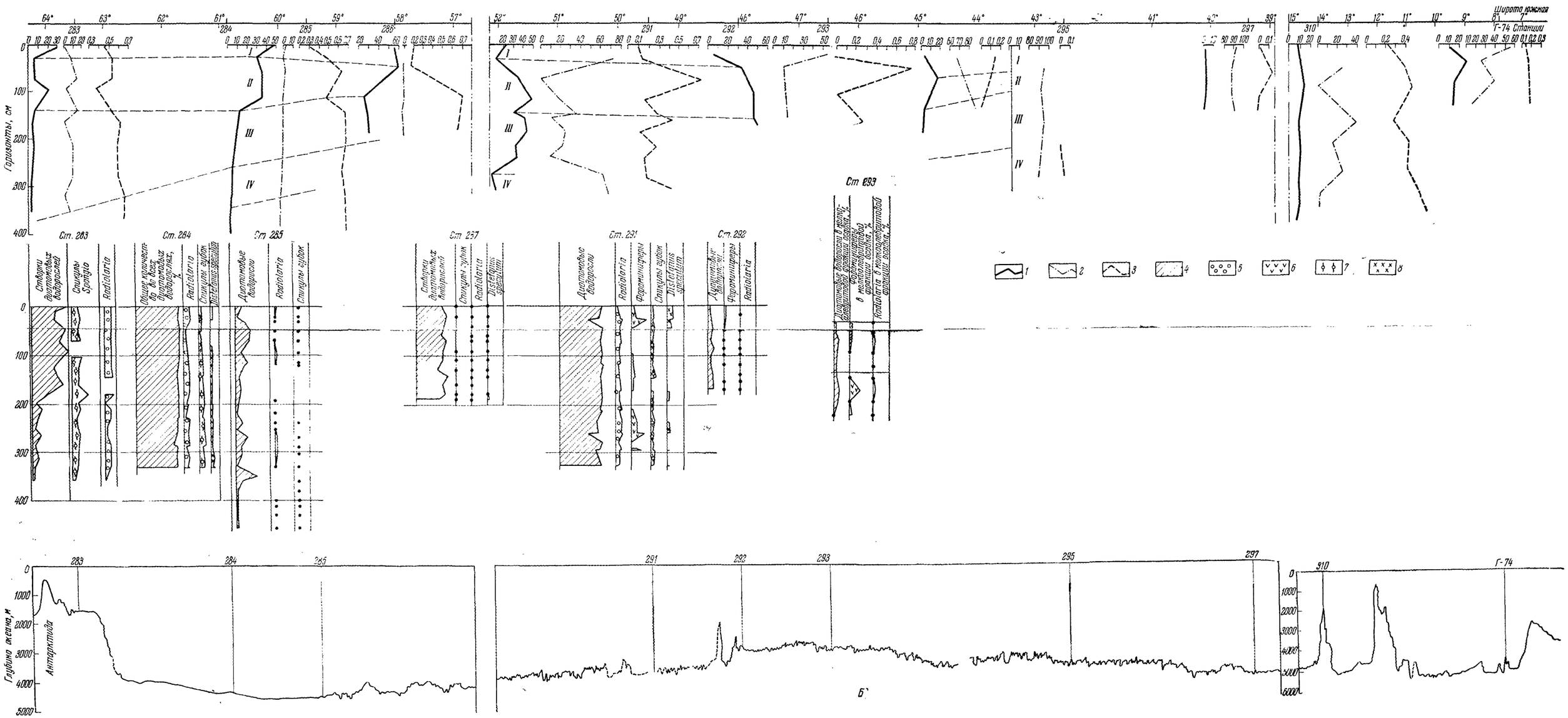
1 — илы алевритово-глинистые (50—70% фракции мельче 0,01 мм); 2 — карбонатные осадки (больше 30% $CaCO_3$); 3 — слабокарбонатные осадки (10—30% $CaCO_3$)



А

Рис. 18. Разрезы через кремневые зоны Индийского океана по 77° в. д. (*А*) и по 98° в. д. (*Б*) от Антарктиды до Индии

На станциях кривыми показано содержание аморфного кремнезема (*1*); карбоната кальция (*2*) и двуокиси титана (*3*). Пунктиром показано положение основных стратиграфических горизонтов, выделенных по литологическому и диатомовому анализам, а также, по определениям абсолютного возраста. Ниже — комплексы кремнистых организмов по характерным станциям для колонок: *4* — диатомовые водоросли; *5* — радиолярии, *6* — фораминиферы; *7* — спикулы губок; *8* — кремневые жгутиковые



Б