



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

6
НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ
1983

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Лисицын А. П.</i> Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение I. Общие закономерности, глобальные уровни и пояса	3
<i>Айбулатов Н. А., Серова В. В.</i> Эоловые процессы на североафриканском побережье и их роль в осадконакоплении на шельфе	28
<i>Тримонис Э. С., Бурлин Ю. К.</i> О приконтинентальном седиментогенезе в областях крупных конусов выноса (фенов)	42
<i>Пустельников О. С.</i> Закономерности современной седиментации и особенности распределения химических элементов (в том числе поллютантов) в бассейне Куршского залива	54
<i>Павлидис Ю. А., Ионин А. С., Медведев В. С.</i> Лавинная седиментация в Чукотском море	70
<i>Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н.</i> Соединения серы в осадках Готландской впадины (Балтийское море)	79
<i>Тимофеев П. П., Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П., Корсун В. И.</i> Закономерности распределения элементов семейства железа в карбонатных породах (на примере мезозойских отложений Гиссарского хребта)	97
<i>Ронов А. Б., Казаков Г. А.</i> Закономерности позднепротерозойской седиментации на Русской платформе	108
<i>Хроника</i>	
<i>Холодов В. Н., Шмариович Е. М., Недумов Р. И.</i> Семинар «Условия образования редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений»	136
<i>К семидесятилетию А. Б. Ронova</i>	138
Содержание журнала за 1983 год	140

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

6

NOVEMBER — DECEMBER

1983

CONTENTS

<i>Lisitsin A. P.</i> Avalanche sedimentation in seas and oceans (Communication I) General regularities, global levels and belts	3
<i>Aibulatov N. A., Serova V. V.</i> Eolian processes on the North African coast and their role in sedimentation on the shelf	28
<i>Trimonis E. S., Burlin Yu. K.</i> On near-continental sedimentogenesis in areas of large debris cones (foehns)	42
<i>Pustel'nikov O. S.</i> Regularities of recent sedimentation and specific features of distribution of chemical elements (pollutants including) in the Kursh Bay basin	54
<i>Pavlidis Yu. A., Ionin A. S., Medvedev V. S.</i> Avalanche sedimentation in the Chukotsk Sea	70
<i>Volkov I. I., Rozanov A. G., Zhabina N. N.</i> Sulphur compounds in sediments of the Gotland basin (Baltic Sea)	79
<i>Timofeev P. P., Valiev Yu. Ya., Pachadzhanyan D. N., Adamchuk I. P., Korsun V. I.</i> Regularities of distribution of the iron family's elements (on the example of Mesozoic deposits of the Gissar range)	97
<i>Ronov A. B., Kazakov G. A.</i> Regularities of late Proterozoic sedimentations on the Russian platform	108

Chronicles

<i>Kholodov V. N., Shmariyovich E. M., Nedumov R. I.</i> Seminar «Conditions of rare-metal and Pb-Zn — stratiform deposits»	136
To the 70th birthday of A. B. Ronov	138
The authors' index for 1983	140

УДК 551.35

ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В МОРЯХ И ОКЕАНАХ *

СООБЩЕНИЕ 1. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ,
ГЛОБАЛЬНЫЕ УРОВНИ И ПОЯСА

ЛИСИЦЫН А. П.

В статье с привлечением новейших геологических, геохимических и геофизических данных показано существование крупного дефицита терригенного осадочного материала в пелагиали океанов. Описаны области лавинной седиментации в морях и океанах в качестве зон накопления нарастающего в пелагиали осадочного вещества. Отмечены три глобальных уровня пояса подводной лавинной седиментации: барьер река — море, подножие континентального склона и глубоководные желоба. Рассмотрены географические, гидрогеохимические и геохимические особенности первого глобального уровня.

Представления о лавинной седиментации впервые были высказаны автором на Школе по морской геологии в г. Геленджике в 1980 г. и вызвали живой интерес у геологов разных направлений. В дальнейшем в отечественной и иностранной литературе появилось много публикаций, подтверждающих идеи лавинной седиментации.

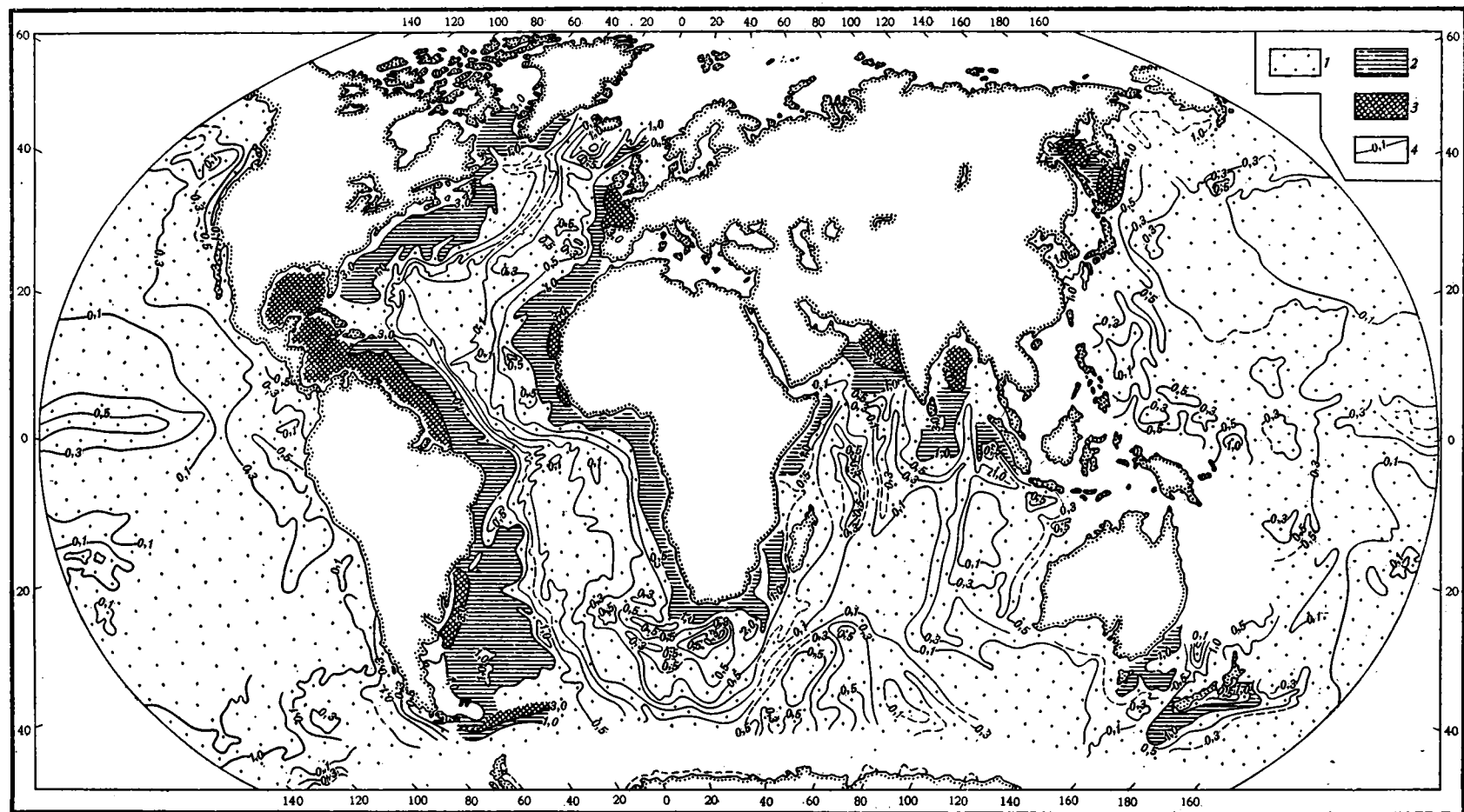
В соответствии с пожеланиями многих ученых специалистов Институт океанологии АН СССР и Ростовский государственный университет провели с 28 сентября по 2 октября 1981 г. в пос. Архыз Всесоюзное совещание по лавинной седиментации.

К совещанию подготовили сборник статей «Лавинная седиментация в океане» [22]. Было заслушано 34 доклада, часть из которых публикуется в настоящем журнале. Много новых материалов по этой проблеме продемонстрировано и обсуждено на Всесоюзной школе по морской геологии в 1982 г., а также на II Всесоюзном съезде советских океанологов в Ялте осенью 1982 г.

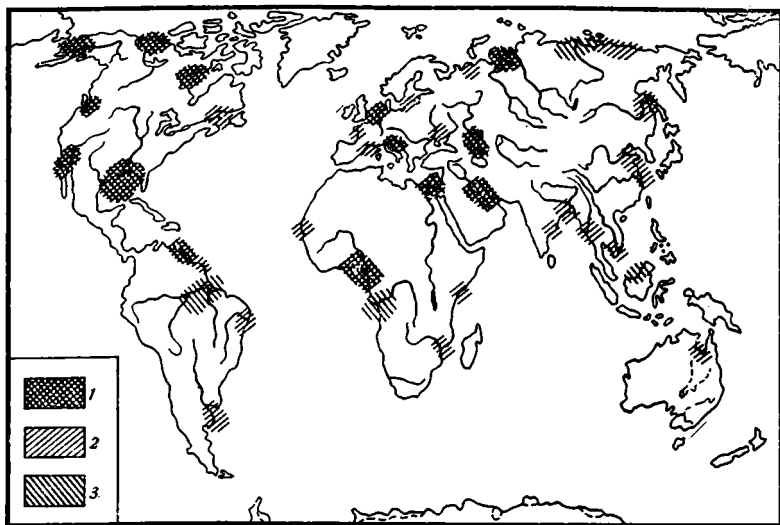
Одновременно с этим большой объем работ по особенностям осадочного процесса на барьере река — море, а также в океане был выполнен и за рубежом. Опубликовано много статей, а также несколько сборников, важнейшими из которых являются [6, 65—67, 74—76]. Впервые получены результаты по потоку осадочного вещества в океане от поверхности ко дну, в котором главное значение имеет биогенный материал (выяснилось, что взвесь практически повсеместно в океане сложена более чем на 90% биогенным веществом). Особенно важно то, что удалось определить поток осадочного вещества в абсолютных массах и таким образом получить дополнительную характеристику напряженности осадочного процесса в разных зонах океана [39]. Перечисленные данные, а также результаты глубоководного бурения [68] заставляют по-новому оценить роль речного стока в океанской морской седиментации, пересмотреть основные положения осадочной геохимии.

Явление быстрого накопления осадочных отложений и их локализации в отдельных местах дна установлено давно, но истинные масштабы этого процесса удалось выявить только сейчас с применением наиболее совершенной методики геофизических исследований, а также бурения. Еще недавно на картах распределения мощностей рыхлых отложений на

* Статьи А. П. Лисицына; Н. А. Айбулатова, В. В. Серовой; Э. С. Тримониса, Ю. К. Бурлина; О. С. Пустельникова; Ю. А. Павлидиса, А. С. Ионина, В. С. Медведева, публикуемые в этом номере, доложены на Всесоюзном совещании по лавинной седиментации, состоявшемся с 28/IX по 2/X—81 года в поселке Архыз (Черкесская автономная область).



Фиг. 1. Главные области концентрации осадочного вещества на дне морей и океанов [35]
 Мощность осадочных отложений, км: 1 — <1; 2 — от 1 до 3; 3 — >3; 4 — изопакиты



Фиг. 2. Области лавинной седиментации первого глобального уровня [43]:
1 — с выявленными месторождениями нефти и газа; 2 — перспективные;
3 — с невыясненными перспективами

дне океанов и морей даже в устьях крупных рек Ганга и Брахмапутры, Инда и Амазонки определялась мощность осадков более 3 км. Новые исследования показали, что она достигает здесь 16 км. Связано это с тем, что проникающая способность сейсмических методов того времени не позволяла «просветить» всю осадочную толщу, определить ее масштабы и строение. Получался разрыв между данными, которые имелись для геологических разрезов прошлого (здесь в ряде случаев установлены мощности осадочных толщ 15 км и более), и морскими и океанскими осадками, скрытыми водами океана, где, как в то время казалось, мощность осадочных отложений незначительна, чаще всего составляет сотни метров. Для объяснения этого высказывалось предположение, что под базальтами ложа океана, возможно, существуют более древние осадочные отложения, т. е. что данные о малых мощностях океанских осадков отвечают только части разреза. Однако глубоководное бурение подтвердило незначительную (нередко менее 100 м) мощность океанической осадочной толщи в пелагиали и доказано, что под слоем базальтов никаких существенных осадочных толщ не имеется (это было подтверждено также данными геофизики). Стало ясно, что основная масса осадочного вещества Земли концентрируется не в огромных по площади пелагических частях океанов и морей (конечных водоемов стока), а на небольших, часто разрозненных участках по их периферии на окраине континента — областях лавинной седиментации. Возникла необходимость изучения особенностей этих отложений и процессов, их порождающих (фиг. 1, 2).

ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Лавинная седиментация — это процесс очень быстрого, лавинного накопления осадочного материала на дне водоемов, который приводит к возникновению уникальных свойств отложений, имеет важные тектонические последствия — ведет к изостатическому прогибанию земной коры, что в свою очередь приводит к созданию особых термобарических условий в осадочно-породном бассейне [36]. Это, таким образом, отложения с максимальными из известных на Земле скоростями седиментации, что при сохранении их в течение длительного времени приводит к возникновению осадочных толщ гигантской мощности. При этом происходит как бы переход количества осадочного вещества (его высоких скоростей и гигантских мощностей) в новые качества осадочного вещества — воз-

никновение обводненных отложений большой мощности, обладающих способностью течь и создавать таким образом разные типы гравитационных (автокинетических) потоков. Поэтому области лавинной седиментации — это, как правило, области широкого, господствующего развития не вертикального (во взвеси), а горизонтального перемещения осадочного вещества, что приводит к возникновению уникальных текстур осадочных толщ (градиационные, циклические и др.).

Особенностью лавинного процесса является также то, что он способствует сохранению в осадочных отложениях значительных количеств органики. Это приводит, во-первых, к активному перераспределению вещества при диагенезе, обеспечивает саму возможность диагенеза, создает ряд минеральных новообразований и парагенезов, типичных для этой среды, а во-вторых, вместе с быстрым накоплением, вызывающим погружение осадочных отложений на большие глубины, где термобарические условия благоприятны для нефтегазообразования, способствует преобразованию рассеянных форм органики в нефть и газ.

Особые текстуры областей лавинной седиментации, постоянная примесь в них песчано-алевритового материала, сосредоточенного в руслах дельт, каналов конусов выноса и создающего как бы объемную дренажную систему этих специфических осадочных тел, — все это создает условия для возникновения здесь крупных месторождений нефти и газа, многие из которых эксплуатируются. Изучение лавинной седиментации имеет, таким образом, важное прикладное значение. Генерация газов приводит нередко к неожиданным последствиям: слои газогидратов (форма существования газов в осадках в твердом состоянии) нередко оказываются теми поверхностями скольжения, по которым происходит отрыв оползней, газы разрыхляют в ряде случаев отложения, проследывают ходы в рыхлых осадках.

Закономерностью лавинной седиментации является также и то, что при столь быстрых, ураганных ее скоростях не успевает завершиться дифференциация вещества. Типична также неравномерность и прерывистость процесса — периоды лавинного накопления сменяются периодами неотложения вещества или нормальной седиментации с дифференциацией вещества по гранулометрическому составу и химическим свойствам.

Термин *лавинная седиментация* определяется не только ураганными лавинными значениями ее скоростей, но также и тем, что осадкообразование здесь (в особенности у основания материкового склона) действительно напоминает обстановку лавин: гравитационные перемещения осадочного материала (оползни и обвалы, порождаемые ими пастообразные потоки, турбидиты) по существу представляют собой подводные лавины. Скорости движения осадочных масс здесь лавинные, приводящие к катастрофическим последствиям для подводных кабелей и других сооружений.

По масштабам подводные лавины намного превосходят все, что известно для континентов: они развиваются на перепадах глубин склона до 5 тыс. м и более, чем обеспечивается громадный разгон осадочных масс. Объем осадочных образований, вовлеченных в лавины, также колоссален — нередко он составляет несколько кубических километров, а в ряде случаев описаны оползни с объемом перемещенной массы более 30 км³. Распространение лавин и порожденных ими суспензионных потоков достигает более 2 тыс. км. Весь этот удивительный для геологов мир открылся совсем недавно, стала очевидной специфика протекающих здесь процессов, необходимость выяснения главных их закономерностей и масштабов. Собственно, сами области высоких скоростей седиментации были известны давно, но специфика осадочного процесса обычно не учитывалась, отдельные его стороны не связывались в единую систему.

Важно подчеркнуть, что само определение лавинной седиментации предполагает сочетание ряда критериев, а не одного, взятого в отдельности. Так, кратковременное накопление осадочного вещества в небольшом бассейне не есть лавинная седиментация в нашем понимании, по-

сколько этот процесс должен быть достаточно длительным, чтобы запечатлеться в геологическом разрезе, и достаточно масштабным, чтобы привести к изостатическому прогибанию с созданием автономного осадочно-породного бассейна (ОПБ).

Очень высокими скоростями характеризуется осадконакопление в малых водохранилищах. По данным М. Я. Прытковой [49], ежегодно в связи с заилинием они теряют 10—30% своего объема, т. е. время их эксплуатации составляет несколько лет. По тем же данным в малых водохранилищах СССР ежегодно накапливается 225—300 млн. м³ осадков, т. е. столько же, сколько во всех крупных водохранилищах страны. И тем не менее, несмотря на очень высокие скорости седиментации, лавинного осадконакопления здесь не происходит, поскольку эти скорости эфемерны, накопление осадочного материала обычно не сопровождается прогибанием земной коры, т. е. образованием мощной осадочной толщи, осадочный материал не фиксируется в геологическом разрезе.

Области лавинной седиментации (дельты, эстуарии, основание континентального склона, глубоководные желоба) подразделяются обычно на участки со средними и низкими темпами накопления.

Под действием лавинной седиментации при изостатическом прогибании коры возникают ОПБ — автономные саморазвивающиеся целостные системы, характеризующиеся взаимосвязью всех элементов, прежде всего пород и насыщающих их вод, и являющиеся родиной нефти и основной массы углеводородных газов [6]. Таким образом, благодаря лавинной седиментации конечные водоемы стока оказываются разбитыми на ряд локальных, особых по условиям и осадкам участков, где концентрируется основная масса осадочного вещества. Разрывность в пространстве (наличие автономных саморазвивающихся ОПБ) дополняется разрывностью во времени: практически никогда ураганные темпы седиментации не выдерживаются долго, они сменяются этапами замедления, прекращения или даже размыва отложений. Вследствие этого возникает прерывистость, цикличность осадочных толщ, характерная для всех отложений области лавинной седиментации (дельт, подводных конусов выноса, отложений желобов). Хорошим примером подобных отложений является флиш.

Лавинная седиментация, как отмечалось выше, — это процесс, приводящий к возникновению автономных ОПБ, где концентрируется основная масса осадочного вещества. ОПБ — это относительно крупные (площадью от тысяч до первых миллионов квадратных километров) образования, которые в разрезе представляют собой обычно линзы водноосадочных отложений, накопившихся на протяжении миллионов, десятков миллионов и даже сотен миллионов лет. По размерам они подразделяются на мелкие (суббассейны), промежуточные и крупные (мегабассейны). Минимальный размер определяется возможностью изостазии и составляет 100—300 км в поперечнике. Самый крупный из известных ОПБ — Западно-Сибирский имеет площадь 3,2 млн. км², объем около 7 млн. км³. Учение об ОПБ было развито геологами-нефтяниками первоначально на чисто эмпирической основе. Для превращения ОПБ в нефтегазоносный бассейн, как это было показано Н. Б. Вассоевичем [6] и другими исследователями [3—5, 24, 51, 56], необходимо, чтобы осадочный слой был мощным и накапливался с лавинными темпами. Это приводит к изостатическому прогибанию, причем термобарические воздействия на органическое вещество (термолиз и термокатализ) способствуют превращению рассеянной в породах органики в нефть и газ. Нефтегазоносность — свойство всех ОПБ, в которых осадочные отложения достигли стадии катагенеза (точнее, метакатагенеза). Это воздействие, согласно Н. Б. Вассоевичу и др., должно быть достаточно длительным — не менее 1 млн. лет, а размеры бассейнов достаточно большими — не менее 1000 км².

Нефтяники, таким образом, первыми стали выделять в пределах конечных водоемов стока отдельные автономно развивающиеся участки, где осадочный процесс развивается крайне специфично [3—5, 9, 21, 23,

24, 51, 52, 56]. Далеко не во всех случаях развитие ОПБ приводит к его превращению в нефтегазоносный бассейн, но для литологии важно также выявить общие закономерности развития таких образований, механизм их возникновения, закономерности распространения в пространстве и времени.

Главные области седиментации располагаются на границе суши и океана — в области окраины континентов, которую стали выделять и изучать сравнительно недавно [10, 19].

Вскрытые при современных исследованиях колоссальные по масштабам и следствиям процессы лавинной седиментации приводят многих исследователей к выводу о том, что обнаруженные под водой осадочно-породные бассейны континентальных окраин отвечают геосинклиналям геологического прошлого [16].

Если при формировании ОПБ лавинной седиментацией не возникла бы изостатическая компенсация, а осадочный материал пассивно заполнял тектонические депрессии, то ОПБ не имел бы характерной плоско-выпуклой формы, кроме характерной формы осадочных тел. Интересен также факт, установленный геофизическими данными, что центр накопления осадка (депоцентр) совпадает с центром прогибания, а стрела прогиба точно (количественно) отвечает распределению нагрузки осадочной толщи на кору. Наклон верхней поверхности (горизонтальной или под углом к горизонту) обычно не меняется длительное время, несмотря на колоссальные изменения скоростей в ходе седиментации и изменения формы нижней границы тела при прогибании. Автономное развитие ОПБ возможно, таким образом, только в условиях изостатического прогибания, что в свою очередь определяет и их минимальные размеры — не менее 100 км в поперечнике на океанской коре (на суше не менее 300×300 км); при меньших размерах полная компенсация может не произойти. Компенсация нарушается также при сжатии или растяжении. В настоящее время впервые возникает реальная возможность выяснить основные закономерности количественного и качественного распределения осадочного вещества на Земле, поскольку основная его часть ($>90\%$) откладывается в областях лавинной седиментации. В этом убеждают не только материалы исследований морей и океанов, но и данные изучения геологических разрезов на континентах, где широко развиты отложения дельт, подводных конусов, межгорных и предгорных впадин (толщи моласс и флиша). В разрезах геологического прошлого многочисленные размывы, складкообразование и метаморфизм нередко затрудняют восстановление фациальной принадлежности, определение истинных размеров, масштабов и закономерностей. Поэтому изучение осадочных толщ на дне морей и океанов современными методами открывает большие возможности для сравнительного литологического анализа процессов лавинной седиментации.

Суждения о среднем, «нормальном» распределении вещества на Земле имеют довольно примитивную и, как увидим далее, ошибочную количественную основу. Они базируются на сопоставлении среднего стока рек и площади дна Мирового океана. Это отношение называется модулем терригенной аккумуляции, который равен, $\text{т/км}^2/\text{год}$ [30]: для Атлантического и Северного Ледовитого океанов 33,4, для Тихого 41,6, для Индийского 114, а в среднем для Мирового океана — около 54. Резкие аномалии превышения этих средних значений (в сотни и тысячи раз) отвечают лавинной седиментации, а понижения — дефициту вещества.

Основная по площади часть поверхности дна морей и океанов принадлежит к областям нормальной (не лавинной) седиментации, а также к областям дефицита осадочного материала. По площади последние занимают около 90% дна морей и океанов. Главное же значение для накопления осадочного вещества имеет не пелагиаль, а небольшая по площади ($<10\%$) часть поверхности Земли, где развита лавинная седиментация, — именно здесь концентрируется львиная доля осадочного вещества. Области дефицита оказываются, таким образом, количественно связанными с областями избыточного осадконакопления (по отношению

к модульным средним количествам): чем больше изъятие вещества из общего баланса в лавинные области, тем больше дефицит его в пелагиали. Поэтому их следует рассматривать совместно.

ДЕФИЦИТ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ОКЕАНАХ И МОРЯХ, ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время океанская литология располагает набором совершенных методов количественного изучения распределения осадочного вещества. Причем определения относятся к конкретным точкам и регионам, а не являются средними цифрами по океанам, подобными модулю терригенной аккумуляции. Это прежде всего определения концентрации вещества во взвешенной форме (взвеси) или растворах, скорости оседания взвеси и потоков осадочного вещества с помощью разнообразных седиментационных ловушек, комплекс независимых методов определения скоростей седиментации (био- и магнитостратиграфия, методы определения абсолютного возраста, изотопные методы, кислородная шкала и др.), наконец, определение мощности слоев с помощью глубоководного бурения и методов геофизики (сейсмостратиграфия), определение мощности и возраста осадочной толщи в целом.

Все эти исследования, проводящиеся во все возрастающих масштабах, показывают, что в пелагических областях океана, за пределами глубин 3—4 км, накопление осадочного вещества крайне незначительно. Здесь наблюдаются низкие концентрации осадочного вещества во взвеси: в среднем 0,1 мг/л против 360 мг/л для рек Мира [30], и снижение концентрации взвеси в 3600 раз. Очень низки и скорости седиментации: обычно для пелагиали они находятся в пределах 1—10 мм/1000 лет против более 1000 мм/1000 лет для устьев рек и основания склона (т. е. снижение в 100—1000 раз). Типична и ничтожная суммарная мощность осадочной толщи, залегающей на базальтовом ложе, — в ряде мест меньше 100 м и только по окраинам океана превышает 1 км (против известных сейчас максимальных мощностей в дельтах, достигающих 16 км, т. е. снижение в сотни раз).

Максимальный возраст существующих океанских котловин, по данным бурения, составляет около 150—160 млн. лет, а ежегодная поставка твердого осадочного вещества в океан с суши — более 12 км³ [30]. Исходя из этого можно подсчитать, что общий объем осадочных отложений в Мировом океане (включая моря) должен составлять за время существования океана 1800 млн. км³. Общий объем океанских впадин равен 1370 млн. км³. Таким образом, осадки за время жизни океана должны были бы не только полностью заполнить океаны, образуя слой мощностью 4—6 км, но и значительно возвышаться над их уровнем.

Площадь океана равна 361 млн. км², что дает возможность теоретически определить среднюю мощность осадочной толщи равную 5 км. Реальная средняя мощность осадочной толщи океана, определенная автором на основании анализа карт распределения мощностей осадочных толщ на дне океанов и морей, оказалась равной 459 м [35], т. е. в 10—11 раз меньше теоретической («нормальной»). Данные, приведенные на карте распределения мощностей, основаны не только на геофизических результатах, но и проконтролированы глубоководным бурением более чем в 600 точках дна, а на шельфе — многими тысячами нефтяных скважин.

Естественно предположить, что современные скорости седиментации намного отличаются от скоростей, имевших место для океанской седиментации геологического прошлого, чем, по-видимому, объясняется различие мощностей. В настоящее время этот вопрос решается с помощью данных глубоководного бурения. Измерения скоростей в кернах показывают, что средние их значения в мелу и олигоцене составляли 2—7Б¹, в эоцене повысились в 2 раза, а в неоген-четвертичное время в 2—4 раза

¹ Б — единица скорости седиментации Бубнова, равная мм/100 лет, или м/млн. лет.

Таблица 1

Абсолютные массы терригенного и биогенного (карбонатного и кремнистого) материала в речном стоке и в пелагических осадках (измерено по картам абсолютных масс)

Осадочный материал	Речной сток	Пелагические осадки океанов			
		Атлантический	Тихий	Индийский	Мировой
Терригенный	22,1	0,642	0,784	0,304	1,730
	92,4	52,19	67,90	50,88	58,02
Биогенный	1,82	0,588	0,37	0,293	1,251
	7,6	47,8	32,08	49,11	41,98
Карбонатный (CaCO ₃)	1,36	0,543	0,305	0,231	1,079
	5,7	44,14	26,46	38,74	36,22
Кремнистый (SiO ₂ (аморф))	0,46	0,045	0,065	0,062	0,172
	1,9	3,66	5,62	10,37	5,76
Итого	23,92	1,230	1,154	0,597	2,981
	100	99,99	99,98	99,99	100

Примечание. В числителе — в млрд. т. в год, в знаменателе — в процентах.

[35, 63, 76]. Таким образом, несмотря на изменения средних скоростей во времени за 150 млн. лет в 2—4 раза, этим фактором нельзя объяснить дефицит в накоплении осадков океана, достигающий более 10 раз.

Основываясь на новых картах мощностей осадочной толщи Мирового океана, автор определил фактический объем осадочных отложений на дне Мирового океана, который оказался равным 133 млн. км³. Таким образом, фактически в океанах (судя по объемам) находится в 10—15 раз меньше осадочного материала, чем можно было бы ожидать исходя из теоретического подсчета по речному стоку (1370 млн. км³). Причина, очевидно, не в снижении твердого стока в геологическом прошлом по сравнению с его современным значением, составляющим приблизительно 12 км³. Наоборот, учитывая зависимость твердого стока от климата и площадь суши, располагавшейся в мезозое и кайнозое в области теплого и влажного климата, эта цифра современной поставки должна восприниматься как минимальная. В геологическом прошлом океанов она могла возрастать более чем в 1,5—2 раза [35]. Налицо значительный дефицит осадочного вещества в океанах как для современного этапа (по концентрации взвеси и скоростям современного осадкообразования), так и для всего обозримого геологического прошлого океанов до 100—150 млн. лет (по мощностям и скоростям седиментации в прошлом) [35]. Многие исследователи воспринимали резкое расхождение расчетных и фактических данных распределения концентраций, скоростей и мощностей как доказательство ошибочности методов количественной литологии [53, 54].

Примененный автором расчет реальных абсолютных масс осадочного вещества в океане, основанный на независимых методах, позволил количественно охарактеризовать этот дефицит вещества для последних 0,7 млн. лет. В пелагические части океана, занимающие значительную часть поверхности Земли и, таким образом, являющиеся основной частью глобального бассейна седиментации, проникает всего 7,8% от стока осадочного вещества с суши [32, 34]—2,981 млрд. т/год из привносивших реками 23,92 млрд. т/год (табл. 1).

Кроме того, дефицит осадочного вещества в пелагиали возникает вместе с его дефицитом и на шельфе океанов и морей. Судя по данным изучения взвеси, скоростям седиментации, мощностям, абсолютным массам, в среднем для шельфов Мира современные осадки откладываются только на 30—50% их поверхности, а на остальной площади идет размыв с обнажением древних (реликтовых) отложений, покрывающих основную часть (50—70%) шельфа [62].

Только в тех случаях, когда по внешнему краю шельфа расположен естественный барьер (риф или тектоническое поднятие) в пределах шельфа возникает ловушка осадочного материала, в которой идет образование автономного бассейна, развивающегося вплоть до заполнения понижения. Без такого благоприятного стечения обстоятельств² основная часть осадочного материала «проскакивает» шельф транзитом — в этом убеждают данные по концентрации взвеси, скоростям седиментации, мощностям осадочных отложений. Особенно неблагоприятны условия для накопления мощных толщ на шельфах узких и находящихся в условиях высокой энергии океана (умеренные зоны океана с высокой частотой и большой силой штормов и зыби, сильными течениями, приливо-отливными изменениями уровня).

Эти количественные показатели дефицита осадочного вещества в океане подтверждаются и независимыми данными по среднему их составу. При балансных расчетах, основанных на структуре речного стока (сток кремнезема и карбонатов), на долю биогенного вещества в осадках (карбонат кальция и аморфный кремнезем — опал) должно приходиться от 6 до 9,2% [52]. Отсюда следует вывод о ничтожной роли биогенного процесса. «В океане геохимический процесс в целом есть прежде всего (на 90—93%) процесс физический, а еще точнее — механический, т. е. процесс механического разноса и фракционирования твердых фаз, поступивших с берега, аллохтонных; в весьма малой степени (6—9,2%) этот физический процесс осложнен биогенным» [54, с. 201]. Прямые расчеты среднего состава океанских осадков показали, однако, ошибочность такого вывода.

На основании данных по составу речной и океанской взвеси [2, 13, 26, 27, 30, 32—34, 37, 38, 40] и среднему составу океанских осадков в верхнем слое, а также в колонках и в кернах бурения [34, 35] удалось на основании результатов более 3 тыс. анализов получить представление о реальном (а не вычисленном) среднем составе отложений океанской осадочной толщи. Биогенный материал (сумма $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$ (опал) + $\text{C}_{\text{орг}} \times 2$)³ составляет в ней 40—50% от осадка [34]. Если учесть, что при современной методике определения опала средние содержания его занижаются почти в 2 раза [25], то содержание биогенных компонентов составляет в осадочной толще океана ~50%, т. е. в 6—9 раз выше, чем по определениям Н. М. Страхова. Как и при сопоставлениях объемов, масс, скоростей и других количественных показателей процесса, данные по вещественному (химическому) составу осадочного вещества в океанах свидетельствуют о том, что расхождение это не случайно, т. е. не связано с уточнением данных, а имеет коренное, принципиальное значение для понимания осадочного процесса в целом.

То обстоятельство, что средний состав океанских осадков современного этапа и прошлых геологических эпох (по данным анализа кернов) совпадает, говорит о том, что эта закономерность (количественная и качественная) характерна для всего мезозойско-кайнозойского периода развития океана, а по данным изучения палеозойских отложений — вероятно и для фанерозоя в целом.

Данные по среднему составу океанских осадков, указывающие на огромную, ранее недооценивавшуюся роль биогенного вещества (при дефиците терригенного), подтверждаются и независимыми прямыми определениями абсолютных масс накопления биогенного материала и данными площади распространения биогенных отложений в океане.

Автор в 1971 г. составил карту скоростей седиментации в Мировом океане для современного этапа [28—31], установил принципы вычисления скоростей независимыми методами, а также определил абсолютные массы не только осадочного материала в целом, но и его биогенных компонентов — CaCO_3 , SiO_2 (аморф), $\text{C}_{\text{орг}}$, многих элементов и минералов. Та-

² Рифовые ограничивающие барьеры широко развиты на шельфах Северной Америки.

³ Таким образом обычно подсчитывается количество органического вещества.

ким образом, впервые появилась возможность (в пределах надежности метода) определения абсолютных масс накопления в донных осадках океана биогенного материала и сопоставления его с абсолютными массами терригенного вещества. По этим определениям в последние 0,7 млн. лет в среднем поставляется в океан реками 22,1 млрд. т/год взвеси (см. табл. 1), а осаждается на дне океана только 1,730 млрд. т/год, т. е. 7,8%. Иначе говоря, подавляющая часть речной взвеси (92,4%) не принимает участия в пелагической седиментации, осаждается где-то по периферии океана, чем и вызывается огромный дефицит осадочного вещества в пелагиали.

Абсолютные массы CaCO_3 на дне океана для современного этапа по тем же подсчетам равны 1,079 млрд. т/год, а аморфного кремнезема 0,172 млрд. т/год, т. е. на долю только этих двух биогенных компонентов (без $\text{C}_{\text{орг}}$) приходится $\sim 42\%$, а с учетом $\text{C}_{\text{орг}}$ и неполной экстракции $\text{SiO}_{2(\text{аморф})}$ — $\sim 50\%$ ежегодно осаждающегося в пелагиали вещества, т. е. цифра соотношения этих двух главных составляющих океанских осадков по абсолютным массам оказывается близкой к полученной при прямом статистическом определении среднего химического состава океанских осадков по результатам 3,5 тыс. анализов ($\sim 50\%$).

Третий независимый способ определения биогенной составляющей по сравнению с терригенной — определение площадей развития биогенных осадков в самом поверхностном слое осадков океана. По подсчетам, сделанным автором совместно с В. В. Лукашиным, общая площадь распространения биогенных осадков по новейшим картам (т. е. осадков, содержащих $>50\%$ CaCO_3 и $\text{SiO}_{2(\text{аморф})}$) для современного этапа составляет 39,15%. Если учесть также и переходные разности осадков, содержание биогенного вещества в них (судя по площади) оказывается равным 50%.

Итак, сопоставление трех независимых методов подсчета приводит к следующим кардинальным выводам.

1. В пелагиали океана существует огромный дефицит терригенного осадочного материала (по сравнению с его ежегодной поставкой рекami).

2. Этот дефицит терригенного вещества вызывает коренную перестройку всей структуры осадочного вещества в океане сравнительно с исходной речной. Для речной структуры характерно резкое преобладание терригенной компоненты и незначительная роль потенциально пригодных для развития биогенных процессов компонентов (CaCO_3 , SiO_2 и биогенных элементов), на долю которых приходится всего 6—9% речного осадочного вещества. Для океанского же осадочного вещества, накапливающегося на дне, типично резкое возрастание роли биогенной части, составляющей в среднем половину всей осадочной толщи (по составу, абсолютным массам, мощностям и др.). Это коренное расхождение запрещает применение примитивных «моделей» построений и противоречит утверждению о том, что геохимия океанских осадков определяется геохимией речных взвесей. Все эти построения не согласуются с фактическими данными и заставляют искать новых закономерностей, увязывающих все в единую концепцию.

Колоссальная роль биогенного вещества (и процесса) состоит не только в том, что его остатки в виде карбонатных и кремневых панцирей, а также $\text{C}_{\text{орг}}$ составляют половину осадочного вещества, но и в том, что оно играет существенную роль в мобилизации осадочного вещества в океане, в переводе растворенных форм элементов во взвешенные. По распространенным в течение многих лет представлениям, господствующим среди литологов, главное значение как в океанской взвеси, так и в донных осадках должна играть речная взвесь. Однако результаты анализов десятков тысяч проб взвеси из всех океанов (от их поверхности до дна) неопровержимо доказывают, что основная часть взвеси океанов и морей является биогенной, а не терригенной. Биогенный материал составляет на поверхности океана обычно $>90\%$, а в ряде мест $>99\%$, взвеси и редкие терригенные частицы буквально тонут в нем [27, 30, 34].

Образование биосом осадочного материала из растворов (мобилиза-

ция осадочного вещества) идет вдаль от берегов автономно, подчиняясь своим законам, связанным с климатической, циркумконтинентальной и вертикальной зональностью (биологическая структура океана) [8, 39], и не имеет ничего общего с «гидродинамической концепцией». Роль биоса в мобилизации осадочного вещества в океане тем более важна, что, как показывают новейшие исследования состава взвеси и растворенных форм элементов в океанской воде, главной формой существования практически всех элементов в океане является не взвешенная, как ранее считали, а растворенная, и в этом коренное отличие речного типа соотношений взвесь — раствор от океанского [41]. Дефицит осадочного терригенного вещества возникает, таким образом, уже во взвеси на стадии транспортировки. На границе река — море происходит коренная перестройка структуры стока, здесь выпадает подавляющая часть речных взвесей и начинают резко преобладать растворенные формы элементов, которые далее переводятся в осадки океана биосом. Эти данные, полученные в лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии для всего Мирового океана и главных рек Мира, в настоящее время приняты в геохимии океана.

Геохимия океана не может определяться геохимией речных взвесей уже потому, что их вклад в общее содержание элементов в океане крайне незначителен. Новые факты заставляют считать, что геохимия океана определяется преобладающими растворенными формами элементов, а также биогенной взвесью, благодаря которой происходит перевод элементов в донные осадки (биоассимиляция и концентрация, биодифференциация, биоседиментация). Биос осуществляет таким образом подготовку, перенос и отложение основной части осадочного вещества в океане, является главным фактором, определяющим не только геохимические, но и другие особенности океанских осадков. Долгое время эта роль недооценивалась и не учитывалась, поскольку подавляющая часть этой работы проходит в трудно обозреваемой толще вод и во взвеси, изучение которой обычно игнорируется, а в донных отложениях сохраняются лишь следы этой работы. Таким образом, изучение взвеси является ключевым моментом при исследовании геохимии океана.

Итак, существует дефицит терригенного вещества в океане (более 9/10 его осаждается у берегов, не доходя до изобаты 3 тыс. м), который приводит к возрастанию относительной роли биогенной составляющей в 6—9 раз по сравнению с определенной при балансных подсчетах по речному стоку, т. е. уменьшение роли терригенной компоненты количественно совпадает с возрастанием относительной роли биогенной.

Анализ процессов в области дефицита осадочного вещества (в пелагиали океана) приводит к заключению, что основная часть осадочного материала накапливается за пределами этой гигантской области Земли, т. е. в периферической части океана, площадь которой составляет <10% от поверхности дна. Выявление факта такой локализации имеет большое значение. Более того, как будет показано ниже, и в пределах этой локальной по площади области распределение масс вещества идет крайне неравномерно. Именно здесь возникают лавинные накопления, колоссальные концентрации, приводящие к тектоническим последствиям и изостатическому прогибанию коры. Здесь осадочный процесс характеризуется особыми механизмами подготовки, транспортировки и отложения, текстурами, составом и свойствами отложений.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ МАКСИМАЛЬНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ, ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

Если выделить главные области лавинной седиментации на Земле на основе анализа скоростей седиментации, мощности и объемов, то прежде всего обращают на себя внимание межгорные и предгорные впадины на континентах, а также громадные скопления осадочного вещества в устьях рек (дельтах и эстуариях), которые удалось частично «просветить

сейсмикой» в последние годы. В таких местах скорость седиментации исчисляется многими тысячами мм/1000 лет, а мощность достигает 15 км, а иногда и более, накапливаются огромные объемы осадочного вещества.

Еще одна незримая (без применения геофизических методов) область лавинной седиментации располагается в океанах у основания континентального склона. Это подводные конусы выноса — фены, объединяющиеся в толщи мощностью 10—12 км, а часто и более 15 км. Огромные скорости и мощности возникают, как отмечалось, и на шельфе в тех случаях, когда транзит осадочного вещества прегражден внешним рифом или поднятием края шельфа.

В течение долгого времени изучение лавинной седиментации велось только на чисто качественном уровне. Только после внедрения новых методов изучения взвеси, скорости седиментации, абсолютных масс, модностей и объемов осадочных отложений появилась возможность понимания этой авторегулирующейся системы на количественном уровне.

Следует отметить, что и на качественном уровне указывались (иногда чисто интуитивно) места основных скоплений осадочного вещества. Так, А. П. Виноградов [7] считал, что в устьях рек и по периферии океанов осаждается ~80% твердого стока. По мнению А. Полдерварта, «...более 94% общего ежегодного веса материала, сносимого реками в море, удерживается на континентальной платформе и ее склонах» [48, с. 138].

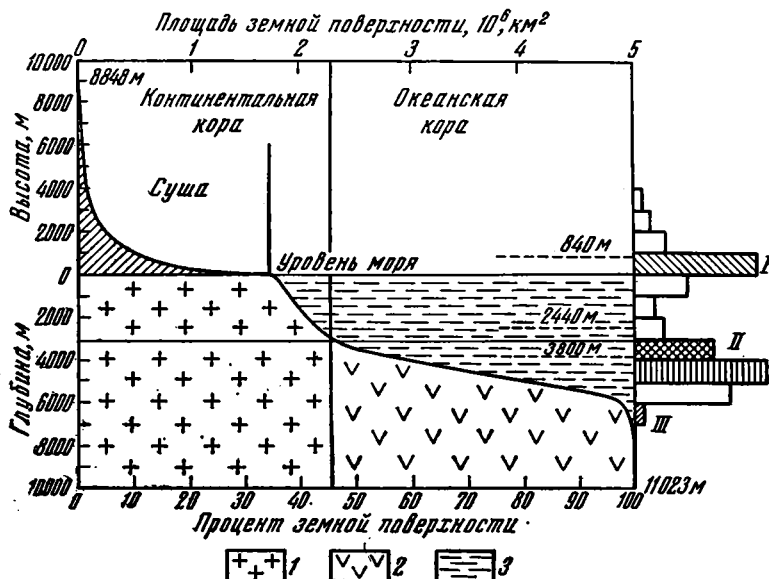
К аналогичному выводу приходили и некоторые исследователи дельт. Так, по мнению И. В. Самойлова [50], общее количество осадочного вещества, осаждающегося в устьях рек (и не поступающего в океан), составляет 40—50% их твердого стока. Уже эти данные заставляют с большей осторожностью отнестись к балансным подсчетам, из которых следует, что главная часть речной взвеси осаждается не в пелагиали океана, а в переходной [20] или континентальной области коры. В то же время многие литологи высказывали противоположную точку зрения. Так, например, Н. В. Страхов считал, что «... в пелагиаль океана поступает по крайней мере половина, а вероятно, даже больше всей сбрасываемой в океан терригенной кластики» [53, с. 37].

В связи с этим обсуждение новых фактов по этим важнейшим особенностям осадочного процесса представляет большой интерес.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ. ГЛОБАЛЬНЫЕ УРОВНИ И ПОЯСА

Для того чтобы началось движение рыхлых масс вещества, подготовленных выветриванием, необходим перепад высот. Под действием гравитационных сил происходит перемещение рыхлого материала с более высоких гипсометрических уровней на более низкие. Чем больше перепад высот, тем напряженнее процессы перемещения, и наоборот, при минимальном перепаде они становятся наименьшими. Поэтому идет накопление осадочного вещества там, где движущая сила потоков вещества резко уменьшается: у основания склонов в более крупных масштабах — в межгорных и предгорных впадинах континентов, а в океане — у берегов, у основания континентального склона и у основания склонов хребтов, подводных гор и островов. Основная часть вещества, переносимого потоком, обычно откладывается там, где теряется несущая сила потока.

Исходя из такой упрощенной схемы распределения областей концентрации осадочного материала (она меняется в широких пределах в связи с зональностью осадочного процесса, влиянием тектонических факторов и др.), рассмотрим гипсографическую кривую Земли и отметим на ней глобальные области вероятного максимального сгруживания осадочного вещества. Гипсографическая кривая Земли показывает соотношения площадей поверхности, находящихся на различных высотах на суше или на различных глубинах в океане. На ней, в частности, видны соотношения перепадов высот, т. е. это кривая идеального профиля по-



Фиг. 3. Гипсографическая кривая Земли в сопоставлении с ее главными структурными единицами (континентальная и океанская коры)

1 — континентальная кора; 2 — океанская кора; 3 — толщина вод океана.
Справа — гистограмма распределения площадей, отвечающих данному интервалу глубины; I—III — глобальные уровни лавинной седиментации

верхности нашей планеты в целом, включая континенты и океаны. Здесь же показаны и гистограммы площадей поверхности с интервалом 1 км.

На карте (фиг. 3) видно, что материки отделены от океанов резким изгибом кривой, что отвечает смене континентальной (выше изобаты 3000 м) и океанической (ниже изобаты 3000 м) типов земной коры. Это подтверждено современными геофизическими данными. Континенты и океаны — это не только геоморфологические, но, таким образом, и главные структурные единицы земной коры. Это обстоятельство весьма существенно для осадочного процесса, поскольку весь материал, отложившийся на глобальном уровне выше — 3—4 км, т. е. с основания континентального склона и выше, оказывается сконцентрированным в области континентальной коры (хотя в географическом понимании это дно периферии океана). Его дальнейшая судьба связана с закономерностями развития именно континентальной коры, несмотря на то что отложение происходило по формальным признакам в океане (по географическому положению). Осадочный материал, отложившийся на океанской коре, в своей дальнейшей судьбе связан с закономерностями развития коры океанского типа. Граница океанов и континентов проходит не по береговой линии, а с геологической точки зрения — значительно глубже, соответствует геофизической границе между типами кор (океанской и континентальной), т. е. проходит обычно по основанию склона на глубинах 3—4 тыс. м и закрыта осадками.

Таким образом, вся поверхность Земли в соответствии с гипсографической кривой разделяется как бы на две части (континентальную и океаническую), с одинаковым распределением высот рельефа: в левой части каждого такого блока находятся наиболее приподнятые, крутые участки с максимальной несущей силой потоков, а в правой — равнины, где живая сила потока, несущего осадочный материал, падает. Гипсометрические уровни этих равнин континентов и океанов смещены по высоте почти на 5 км. Приподнятая часть гипсографической кривой океана соответствует шельфу и склону (областям континентальной коры), а опущенная — узким океаническим глубоководным желобам, располагающимся по активным окраинам океанов в зонах субдукции. Примечательно и то, что области развития континентов (точнее континентальной

коры), если рассматривать их не в географическом, а в геологическом понимании (с учетом типа коры), за счет подводных их продолжений занимают не 29, а 45—50% поверхности Земли. Площадь континентов в геологическом смысле (т. е. с учетом закрытых океаном частей) по сравнению с географическим почти в 2 раза больше.

Максимальный перепад высот в пределах Земли, определяющий высотное положение осадочных образований и потенциальные возможности их перемещения, колеблется от +8848 (гора Эверест) до —11023 м (Марианская впадина) и равен приблизительно 20 км.

Средняя высота суши (части континентального блока, возвышающегося над уровнем моря) составляет +875 м, этим определяется средний для суши перепад высот до уровня океана. Именно этот перепад вызывает перенос осадочного вещества потоками к уровню моря, где живая сила потоков резко падает, и его осаждение. Здесь происходит скопление особенно больших масс осадочного вещества. Это первый глобальный уровень концентрации отложений. Второй глобальный уровень определяется тем, что средняя глубина Мирового океана составляет 3794 м и участок от уреза воды оказывается приподнятым над средним уровнем океанских равнин на 3794 м, или приблизительно на 4 км. Этим создается возможность перемещений рыхлых масс осадочного вещества уже не в субаэральных условиях, а в водах океана на глубину ~4 км. Здесь снова можно ожидать крупные скопления осадочного вещества, приуроченные к основанию континентального склона, т. е. на глубинах 3—4 км в области, называемой континентальной окраиной. Таким образом, из гипсографической кривой и из гистограмм распределения наибольших по площади участков суши и океана (высоты от 0 до 200 м на суше занимают 9,5% поверхности Земли, а глубины от 4 до 5 тыс. м в океане —23,3%) следует, что рыхлое осадочное вещество наиболее скапливается на двух гипсометрических уровнях: 1) близ уровня океана, где резко падает несущая сила континентальных потоков (реки, ручьи); 2) у основания материкового склона, где резко падает несущая сила подводных гравитационных потоков, перемещающих осадочное вещество (турбидиты, зерновые потоки, оползни и др.). Причем на протяжении геологической истории максимальная их глубина менялась в зависимости от скорости субдукции. Для современного этапа она составляет приблизительно 11 км.

Существует также и третий глобальный уровень, ниже которого гравитационное перемещение осадочного вещества на нашей планете уже невозможно — это уровень максимальных глубин глубоководных желобов. Желоба являются частью активных окраин, они принадлежат к области погружения океанской коры под континентальную, и поэтому их донные отложения, в том числе и отложения нижнего глобального уровня, в разрезах геологического прошлого обычно не сохраняются.

Таким образом, в соответствии с основными структурными элементами земной коры может быть выделено три глобальных уровня лавинной седиментации: верхний (первый) — близ уровня океана (на границе суша — море), средний (второй) — у основания континентального склона (на границе континентальной и океанской коры) и нижний (третий), соответствующий дну глубоководных желобов. В геологической летописи встречаются отложения первого и второго глобальных уровней. *Основная часть осадочного вещества Земли накапливается и накапливалась именно на этих двух уровнях, соответствующих областям развития континентальной коры. Всегда в океанах имело место парадоксальное явление: главная часть осадочного вещества накапливается не на океанской коре, а на континентальной, по ее затопленной водами океана периферии.*

Наряду с этими общими для всей планеты и определяемыми строением ее главных структурных элементов уровнями, которые на карте складываются в пояса лавинной седиментации, выделяются также и региональные уровни — уровни межгорных и предгорных прогибов на суше и на дне океана. Скорости седиментации здесь ураганные, мощности рых-

лых отложений нередко достигают 10 км и более, они изостатически компенсируются, сохраняются в геологической летописи, т. е. имеют все признаки лавинной седиментации, однако по масштабам эти области относятся к региональным образованиям, зависящим от развития отдельных структурных элементов.

Общая длина материковых окраин, к которым приурочена лавинная седиментация, определяется в 195 тыс. км. Смена типа коры геоморфологически выражается здесь в последовательной смене шельфа, уступа материкового склона и широкого материкового подножия. Эти понятия, долгое время чисто географические, стали приобретать геологический смысл. Области лавинной седиментации — это зоны смешения гетерогенного материала: терригенного, биогенного, а на активных окраинах также и эндогенного (вулканического).

ПЕРВЫЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ. ГРАНИЦА РЕКА — МОРЕ, ЭСТУАРИИ И ДЕЛЬТЫ

Подтверждаются ли современными данными выводы о том, что в дельтах, занимающих всего около 2% поверхности Земли (~ 5 млн. км²), осаждается основная часть осадочного вещества рек, т. е. более 50%?

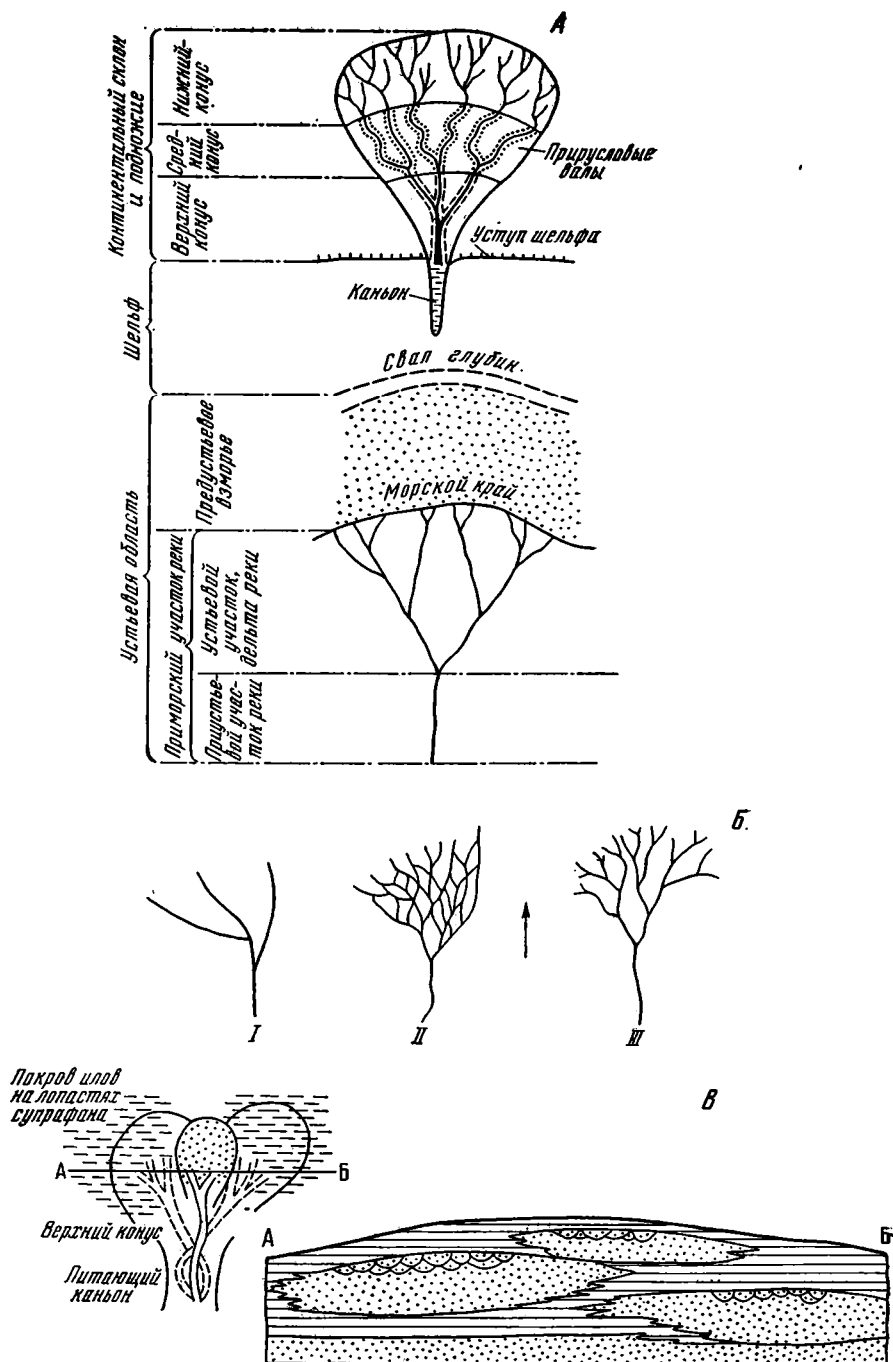
Ниже приводятся новые количественные данные, которые позволяют утверждать, что для современного геологического этапа устья рек — это главные глобальные области концентрации осадочного вещества Земли.

При впадении рек в океан речная вода теряет скорость и, таким образом, несущая сила турбулентного потока резко снижается, что приводит к быстрому отложению взвеси. Другая причина лавинного осаждения здесь состоит в том, что на барьере река—море происходит смешение речных вод с электролитом — морской водой, что вызывает перезарядку коллоидов с прохождением изoeлектрической точки, происходит массовая флокуляция с выпадением возникающих хлопьев в осадок (фиг. 4).

Важное значение имеет также и биогенный процесс. Дельты сравнивают со сверхпродуктивными областями: экваториальными дождевыми лесами, коралловыми рифами или кукурузными полями. Биологическая продуктивность в дельтах почти в 20 раз выше средней продуктивности морей, океанов и почти в 10 раз — богатых прибрежных вод [47]. Так как биос для своего развития использует только растворенные формы элементов, обильное поступление минеральных солей с речной водой приводит к тому, что именно здесь в крупных масштабах происходит перевод растворов речных вод во взвесь (панцири и тела организмов планктона), т. е. дополнительная генерация взвеси. Вместе с фитопланктоном, создающим первичную продукцию, развивается и зоопланктон — растительноядные организмы, питающиеся взвесью, которую они отделяют фильтрацией и связывают в крупные комки — пеллеты, быстро опускающиеся на дно. Таким образом, уже в дельтах биос производит как мобилизацию осадочного вещества (перевод его из растворов в биогенную взвесь), так и транспортировку по вертикали и отложение с пеллетным потоком [39].

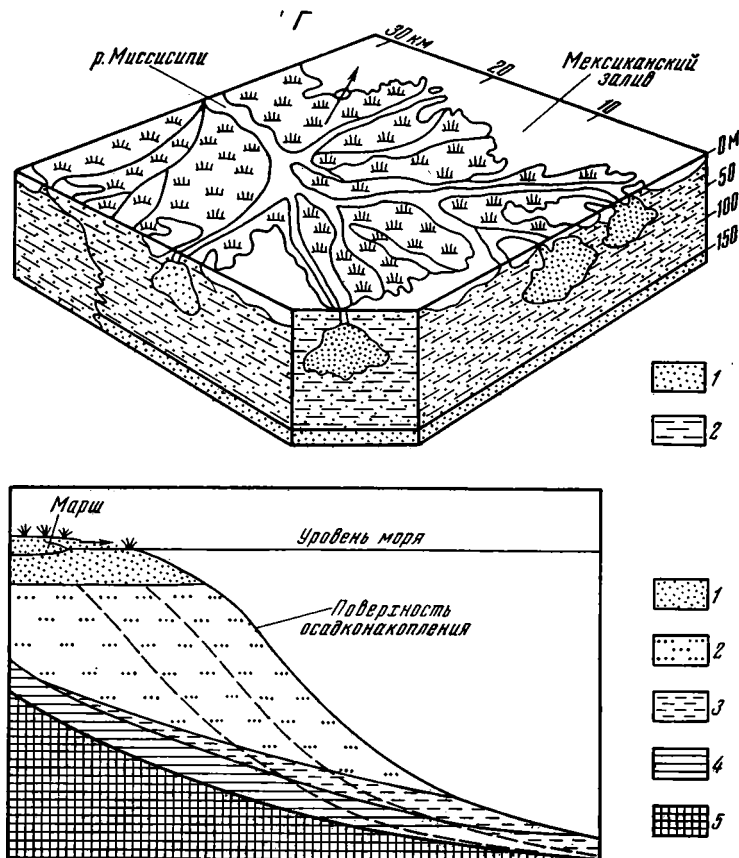
Итак, в дельтах идет быстрое накопление материала под действием как физико-химических, так и биологических факторов. Область смешения речных и морских вод, представляющая собой полузамкнутый прибрежный водоем, свободно сообщаящийся с морем и подверженный действиям приливов, называется эстуарием. В широком плане эстуарии — это области, где располагается барьер река—море. Наряду с дельтами и лагунами они являются главными образованиями на первом глобальном уровне лавинной седиментации.

Дельты формируются в результате поступления большого количества осадочного материала в условиях, благоприятных для его отложения [57]. В тех случаях, когда поступление осадочного вещества не очень велико, а условия осаждения затруднены сильными приливно-отливны-



Фиг. 4 (а, б, в)

ми течениями, большими перепадами уровней, частыми и сильными штормами и др., размеры дельт сокращаются, они оказываются деформированными размывом и постепенно переходят в эстуарии. Эстуарии также являются областями подготовки огромных количеств осадочного вещества, который под влиянием гидродинамических сил откладывается не в зоне смешения, как в дельтах, а смещается на более низкие батиметрические уровни. Часто эстуарий продолжается в виде подводной дельты или конуса выноса, если отложение идет ниже бровки шельфа (р. Св. Лаврентия и др.). Важную роль играет также тектонический фактор.



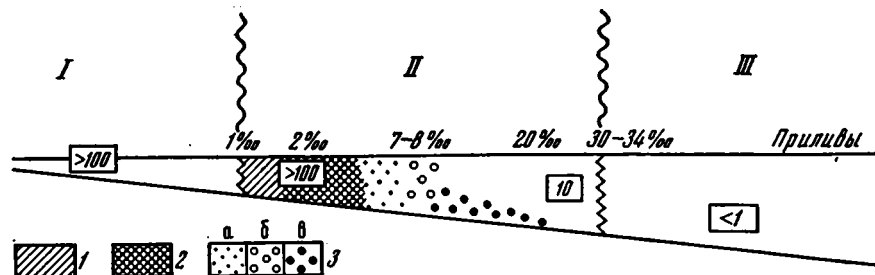
Фиг. 4. Схемы строения дельт и подводных конусов выноса

A — строение дельты (внизу) и подводного конуса выноса у основания материкового склона (вверху); *Б* — главные типы дельтовых рукавов с одиночными (I), переплетающимися (II) и ветвящимися (III) руслами; *В* — распределение осадков в поверхностном слое и на разрезе через подводный конус выноса по линии *A—Б*; *Г* — разрез через типичную дельту (р. Миссисипи): 1 — пески; 2 — алевритовые и песчаные отложения; на разрезе дельты по линии река — море: 1 — алевритовые пески дельты; 2 — алеврито-глинистые осадки прадельты; 3 — прибрежные глины; 4 — краевые осадки; 5 — исходная поверхность осадконакопления и породы ложа дельты; пунктир — изохронная линия

Дельты рек-гигантов так велики, что разделить их отложения на два уровня (на шельфе — подводная часть дельты и у основания материкового склона — подводные конуса выносов) часто невозможно — таковы дельты Амазонки, Ганга и Брахмапутры, Нила и др. Для крупных и средних рек удается разделить эти две части, причем они нередко оказываются смещенными не только по высотному уровню, но (под влиянием течений) и в пространстве, их близость и связь с одним источником определяется по минеральному составу осадочного вещества и другим индикаторам.

До недавнего времени изучались только надводные части дельт, причем исследования в основном были геоморфологическими. Лишь с применением в широких масштабах глубинного бурения в дельтах, а также геофизических исследований было установлено, что над водой (как у айсберга) находится только незначительная часть всей толщи, а основная ее часть — под водой.

Для устранения противоречия между географическим пониманием дельт и геологическим (седиментологическим) Р. Т. Мур и Д. О. Асквит [71] предложили включать в определение не только массы осадков в надводной части дельты, но и подводное осадочное тело. Таким образом, дельта — это субазральное и субаквальное осадочное образование в вод-



Фиг. 5. Схематический разрез через эстуарий с основными процессами, происходящими в зоне смешения речных и морских вод. Основные области концентрации осадочного вещества («пробки») на барьере река — море:

1 — иловая; 2 — органо-минеральная; 3 — биологическая с массовым развитием фильтраторов фитопланктона (а), зоопланктона (б) и бентоса (в). В рамках приведены типичные концентрации взвешенных веществ в воде (мг/л). I—III — части эстуария: I — верхняя пресноводная (река); II — средняя солоноватоводная (геохимический барьер река — море); III — нижняя солоноватая (море).

ной толще (озера, моря и океаны), возникающее в результате скопления речного и смешанного осадочного вещества.

Большая часть статей в настоящем номере журнала посвящена процессам лавинной седиментации, проходящим на барьере река—море, и поэтому можно ограничиться рассмотрением лишь наиболее существенных его черт.

Накопление осадочного вещества в дельтах и эстуариях количественно может быть изменено по изменению концентрации взвеси до барьера и после него, скорости седиментации, мощности осадочной толщи.

Схематически на разрезе через эстуарий (фиг. 5, табл. 2) с учетом физико-химических условий среды (их удобно выражать через один показатель — соленость) обычно выделяются три главные части: пресноводная ($<1\text{‰}$), солоноватоводная (до 30‰) и соленая ($>30\text{‰}$). Напомним, что средняя соленость морской воды составляет 34‰ . Для пресноводной части эстуария типичны высокие концентрации взвеси, причем на долю взвешенных форм приходится 65—95%. Для речных вод, господствующих здесь, особенно характерно высокое содержание гуминовых кислот, фульвокислот и соединений железа.

Выпадение основной массы речной взвеси, а также флокуляции гуминовых кислот, фульвокислот и железа происходят в солоноватоводной части эстуария. Здесь возникает уникальный участок, так называемая иловая пробка, где концентрация взвеси и скорость ее седиментации значительно выше, чем в самой реке и прилегающем море. Чаще всего она возникает при солености $\sim 2\text{‰}$. Главная часть органических кислот флокулирует и переходит во взвесь при солености $\sim 7\text{—}8\text{‰}$. Поэтому мористее иловой пробки возникает элементоорганическая пробка, поскольку при флокуляции растворенной органики и железа из воды захватывается значительное количество металлов [69, 71, 72].

Наконец, еще мористее возникает обычно биологическая пробка — максимум развития солоноватоводного планктона. В различных эстуариях границы пробок могут смещаться, меняться в зависимости от сезона и других факторов.

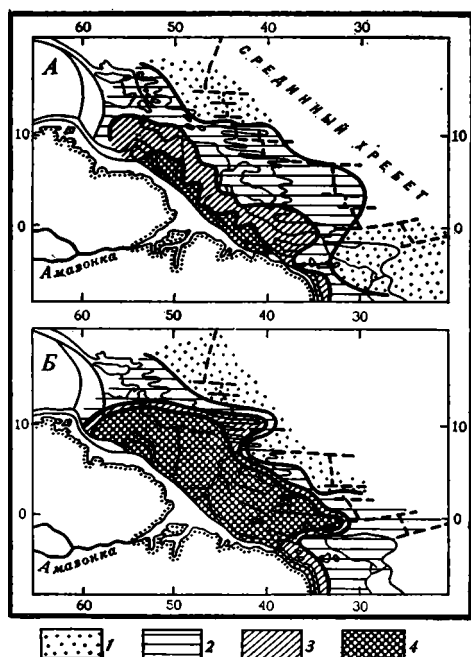
О переводе речной взвеси в донные осадки свидетельствует то, что в реках выше эстуариев средние концентрации ее в воде составляют, мг/л: р. Ганг 1200, р. Инд 2448, р. Хуанхе 14975, р. Демерара 3000—10000, а среднее для рек Мира 360 [34].

В то же время за пределами барьера река—море концентрации взвеси в водах и на шельфе обычно составляют 1—10 мг/л, а за его пределами на материковом склоне 1—0,1 мг/л (при средней концентрации взвеси в океане $\sim 0,1$ мг/л). При выделении лавинной седиментации в качестве граничных значений для концентрации взвеси в воде принимается значение >10 мг/л, а для скорости осадконакопления >100 мм/1000 лет

Таблица 2

Изменение важнейших литолого-геохимических показателей на барьере река — море

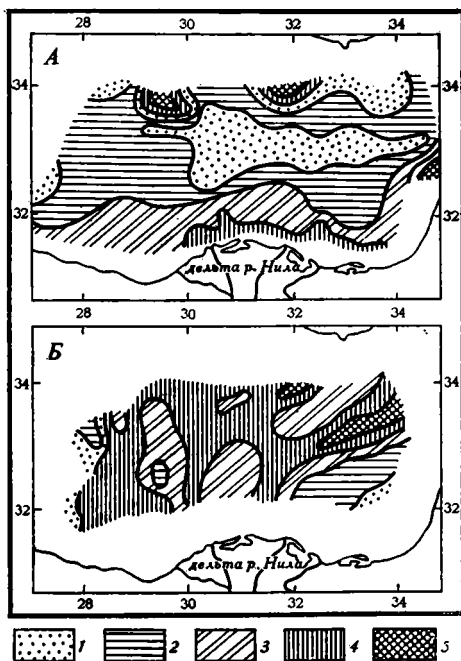
Показатели	Река	Барьер река — море	Море
Тип вод	гидрокарбонатно-кальциевые	смешанные	хлоридно-натриевые
Соленость вод, ‰	<1	1—30	30—34
Среда (рН)	Кислая	Нейтральная	Щелочная (электролит)
Биогенные элементы	Высокое содержание N, P, часто недостаток K	Переменное содержание	Дефицит N, P, избыток K
Среднее содержание взвеси (мг/л)	Сотни — десятки тысяч	Тысячи — десятки тысяч	Единицы, в среднем 0,1; содержание взвеси падает в 1—10 тыс. раз
Главные формы существования элементов	Господство взвешенных форм (65—96% общего содержания в воде)	Переход взвесей в осадок (до 90% исходной речной взвеси)	Господство растворенных форм (50—99% общего содержания)
Средние скорости седиментации (Б)	100—10	>100	На шельфе 100—10, в пелагиали 1—10
Главная форма существования органического вещества	Растворенные формы (РОВ) (35%)	Главное содержание РОВ, массовая флокуляция (60—80%) соосаждение с Fe, Mn, Al, P	Господство растворенных форм (>90%)
Продукционные системы, биоценозы, фильтрационные системы	Речные	Солоноватоводные	Морские
Первичная продукция	Низкая	Очень высокая	Низкая
Генезис органического вещества	Терригенный (гумины фульвокислоты почв)	Терригенно-аутигенный	Аутигенный (морской)
Диagenетическое преобразование осадочного вещества	Бессульфатное, глеевое	Сульфатное с образованием сульфидов	Сульфатное с образованием сульфидов
Геохимический показатель солености (FeS_2/FeS)	<1	От 1 до 10	>10



Фиг. 6

Фиг. 6. Скорости седиментации в подводных конусах выноса р. Амазонки (в мм/1000 лет) в голоцене (А) и висконсине (Б):

1 — <20; 2 — от 20 до 40; 3 — от 40 до 60; 4 — >60.



Фиг. 7

Фиг. 7. Скорости седиментации в подводных конусах выноса р. Нила (в мм/1000 лет) в голоцене (А) и висконсине (Б):

1 — <40; 2 — от 40 до 80; 3 — от 80 до 160; 4 — от 160 до 320; 5 — >320.

(или 100 Б). Таким образом, среднее содержание взвеси и скорости седиментации падают здесь в сотни и тысячи раз. Скорости седиментации в устье р. Потомак в Чезапикском заливе колеблются от 1600 до 18000 Б [69].

Скорость седиментации в дельтах рек составляет, Б: р. Роны 5000—6000, р. Амазонки >100, р. Нила 160—320 и более, р. Годовари 1000—3000, р. Париа (Южная Америка) 10 000, р. Менам (Сиамский залив) 30000 [30, 34]. Велики скорости седиментации также в Азовском море (2400 Б) и в ряде мест Балтийского моря, представляющих собой крупные эстуарии. Для сравнения укажем, что в пелагиали океана средние скорости седиментации находятся в пределах 1—10 Б, на шельфе — обычно в пределах 10—100 Б и только в отдельных местах >100 Б. Таким образом, скорости седиментации в эстуариях и дельтах (т. е. на границе река—море) в сотни и тысячи раз выше, чем в океане (фиг. 6).

Области лавинной седиментации отчетливо выделяются и при использовании третьего количественного показателя концентрации осадочного вещества — абсолютных масс, причем в качестве граничного значения мы предлагаем величину $>5 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$, или 5 с⁴.

Яркие доказательства лавинной седиментации с захватом 50—70% осадочного вещества в устьях рек получены при недавних исследованиях рек бассейнов Черного, Каспийского, Азовского, Балтийского, Японского морей, а также морей, впадающих в Северный Ледовитый океан [1, 12, 14, 15, 17, 44, 58]. Часть этих исследований публикуется в настоящем номере журнала. Особое внимание было уделено анализу не только валовых содержаний осадочного вещества и важнейших элементов, но

⁴ Единица абсолютных масс (по предложению автора настоящей статьи) называется единицей Страхова ($1 \text{ С} = \text{г/см}^2/1000 \text{ лет}$) [30].

Ежегодное накопление элементов в осадках океанов по данным прямых подсчетов абсолютных масс [41]

Элемент	Тихий океан (51,4%) *		Атлантический океан (22,9%)		Индийский океан (25,7%)		Мировой океан (100%)	
	млн. т	% от речного стока	млн. т	% от речного стока	млн. т	% от речного стока	млн. т	% от речного стока
Al	42,56	7,16	44,47	16,57	21,09	3,10	108,12	7,00
Ti	2,47	8,62	2,12	16,59	1,24	3,78	5,83	7,86
Ga	0,01004	7,71	—	—	0,00442	2,96	—	—
Zr	0,0788	5,38	—	—	0,0338	2,02	—	—
Hf	0,0023	11,10	—	—	0,00095	4,01	—	—
Y	0,03144	15,60	—	—	0,0120	5,21	—	—

* Площадь океанов в процентах от Мирового (без морей и Северного Ледовитого океана).

и изучению различных форм элементов во взвеси и растворах. Многочисленные данные были получены и ранее при применении менее современных методик [11, 18, 42, 46, 55]. В целом удалось исследовать реки различных климатических зон с разными режимом стока, составом взвеси и растворов [61, 66, 67]. Несмотря на значительный разноречивый в методике анализов, используя материалы Отдела геологии океана Института океанологии АН СССР в качестве опорных, можно сделать выводы, имеющие принципиальное значение для литологии и геохимии. Они касаются как состава взвеси и растворов речных вод, общего количества элементов, приносимых реками к устьям, так и преобразований в геохимическом облике взвеси и растворов, которые возникают на границе река—море.

Главные из этих выводов следующие.

1. В речных водах основная форма существования элементов—взвешенная; для элементов-гидролизатов она колеблется от 97,5 до 99,9% [35, 36]. Только небольшая группа щелочных и щелочноземельных элементов выносятся реками в основном в растворенной форме.

2. На границе река—море происходят резкие изменения в структуре стока элементов: идет выпадение основной их части (70—90%), находящейся в речной взвеси, а также значительной части элементов, находящихся в растворах.

3. Большое значение имеют не только механическая седиментация речной взвеси из-за снижения несущей силы потока при подпруживании вод реки океанскими водами, но и коагуляция и соосаждение. Главнейшими сорбентами являются органическое вещество и железо, находящееся в речной воде в растворенной и коллоидной формах. В устьях рек выпадает от 80 до 95% растворенного в речной воде железа. Процессы флокуляции приводят к тому, что поведение большинства элементов на границе река—море не консервативно, т. е. их концентрация не находится в прямой зависимости от солености вод [14, 41]. На основании многочисленных работ можно заключить, что для большинства элементов в среднем от 50 до 90% исходного их содержания в речной взвеси выпадает на барьере река—море (табл. 3). В ряду потерь элементов в его левой части (где потери максимальны) стоят Fe, Cu и Al, что соответствует рядом стабильности комплексов металлов с органическими кислотами (гуминовыми и фульвокислотами), а также адсорбции на свежей гидроокиси железа.

4. Если для истории взвешенных форм элементов главную роль играют механическая дифференциация и флокуляция, то для растворенных форм — сродство элементов с железом и органическим веществом, а также захват биосом и вовлечение в его автономную систему.

5. В эстуариях происходит смена и основной формы существования элементов: в речных водах — взвешенная, а в океанских — растворенная [13].

6. В корне меняются соотношения главных растворенных элементов воды, которые определяют ее тип: от гидрокарбонатно-кальциевых, обычных для большей части рек, до хлоридно-натриевых океанских.

7. Меняются и формы элементов в растворенной и взвешенной частях; в речных взвезях господствуют инертные формы (большая часть элементов находится в кристаллических решетках минералов взвеси), в океане преобладают подвижные формы, в том числе связанные биосом [14].

Данные о закономерностях качественных преобразований осадочного вещества становятся особенно весомыми, если добавить еще и весьма показательные количественные характеристики, полученные при изучении дельт. Максимальные мощности отложений первого глобального уровня для дельты Ганга и Брахмапутры составляют 15 км, для дельты Амазонки достигают 12 км, для дельт других крупных рек — до 10 км.

С помощью данных бурения и геофизических методов удалось определить не только вертикальную протяженность дельт, но и площадь их развития, детально изучить в трех измерениях осадочное тело, что в конечном счете позволяет оценить объем осадочных образований некоторых дельт. Для средних рек получены следующие величины, км³: р. Рейн 10⁴, р. Роны 1,5—3·10⁵, р. Дунай 1,3·10⁵, р. По 7—9·10⁴.

Гигантские объемы дельтовых отложений крупнейших рек: гигантская подводная дельта рек Ганга и Брахмапутры имеет объем около 5·10⁶ км³, т. е. в 10 раз больше объема Черного моря. Для создания такого осадочного тела нужно весь речной сток всех рек Мира направить в эту дельту, и при этом для ее заполнения осадками потребовалось бы около 400 тыс. лет. Питание Ганга и Брахмапутры идет главным образом из горной системы Гималаев. Подсчеты показывают, что для образования осадочного тела таких огромных размеров необходимо несколько раз полностью размыть Гималаи, и если они тем не менее сохранились, то это связано с их непрерывным ростом, сопровождающимся активной эрозией.

Скорости поднятия горных сооружений в настоящее время определяют по трековому методу. Например, скорость поднятия малых Гималаев (Пакистан) в интервале 55—15 млн. лет (т. е. в кайнозое) составила 100 Б (т. е. 100 мм/1000 лет), причем в интервале 21—17 млн. лет она увеличилась до 750 Б. За последние 17 млн. лет средняя скорость составила 200 Б [78].

Новые определения денудации Альп с применением методов геобарометрии и прямого определения объемов осадочных веществ, снесенных с Альп, привели к заключению, что общая эрозия составляет 20—25 км при максимальном значении ~40 км [64]. При этом ~50% эрозионного материала отложилось в непосредственной близости от очагов размыва. Главные осадочные бассейны Центральных и Западных Альп характеризуются следующими величинами массы осадочного вещества, $n \cdot 10^{17}$ кг: р. Рона и Болеарская абиссальная равнина 8; молласа и гельветский комплекс 2,8; р. По и Адриатическое море 4; Северные Аппенины 2,2. Всего, таким образом, в осадочных бассейнах Центральных и Западных Альп содержится 17·10¹⁷ кг осадочного вещества, смытого с Альп. Главные осадочные бассейны Восточных Альп содержат, $n \cdot 10^{17}$ кг: Венско-Паннонский 6,2; конус выноса Дуная 0,8—1,22; молласа и северные известняковые Альпы 3,7. В целом в осадочных бассейнах Альп содержится 28·10¹⁷ кг $\pm 20\%$ осадочного вещества, а по данным геобатиметрии эродированные массы характеризуются близкими значениями 25·10¹⁷ кг.

Таким образом, для формирования крупнейших осадочных тел в устьях рек недостаточно материала, возникающего при денудации горных сооружений в их водосборе; даже при полном разрушении эти горы не могли бы обеспечить такого количества осадочного вещества. Для обеспечения питания осадочным материалом необходим непрерывный рост горных сооружений, т. е. тектонический фактор. При замедлении роста даже огромные горные сооружения довольно быстро срезаются

эрозией (особенно в экваториальной зоне) и лавинная седиментация затухает. Области лавинной седиментации особо крупных масштабов— это как бы «антигоры», т. е. осадочные образования, связанные с разрушением крупных горных сооружений, коррелятные толщи гор. Без роста гор невозможен рост «антигор» на дне водоемов. Далее (в следующем сообщении) на конкретных примерах крупнейших дельт Мира (Ганга, Брахмапутры, Инда, Амазонки, Нила и др.) будут показаны конкретные масштабы лавинной седиментации, характеризующие осадочный процесс на первом и втором (у основания континентального склона) глобальных уровнях.

Литература

1. Артемьев В. Е. Органический углерод и углеводы в устьях рек южных морей СССР.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 3, с. 142—148.
2. Богданов Ю. А., Лисицын А. П. Взвеси и коллоиды.— В кн.: Океанология. Химия вод океана. Т. 1. М.: Наука, 1979, с. 325—334.
3. Брод И. О., Васильев В. Г., Высоцкий И. В. Нефтегазоносные бассейны земного шара. М.: Недра, 1965. 456 с.
4. Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1953. 469 с.
5. Бурлин Ю. К., Баженова О. К., Карнюшина Е. Е. Условия нефтегазообразования в кайнозойских бассейнах северо-западной части Тихоокеанского пояса.— В кн.: Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977, с. 47—55.
6. Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11, с. 135—156.
7. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 212 с.
8. Виноградов М. Е., Лисицын А. П. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков. Закономерности распределения планктона и бентоса в океане.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 3, с. 5—25.
9. Высоцкий И. В., Оленин В. Б., Серегин А. М., Соколов Б. А. Карта нефтегазоносных бассейнов мира.— В кн.: Губкинские чтения. М.: Недра, 1972, с. 48—70.
10. Геология континентальных окраин. Т. 1—3/Под ред. К. Берка и Ч. Дрейка. М.: Мир, 1979. 401 с.
11. Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах.— В кн.: К познанию диagenеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 58.
12. Гордеев В. В. Геохимия речного стока и лавинная седиментация.— В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1982, с. 82—95.
13. Гордеев В. В., Лисицын А. П. Микроэлементы.— В кн.: Океанология. Химия вод океана. Т. 1. М.: Наука, 1979, с. 337—365.
14. Демина Л. Л. Формы миграции тяжелых металлов в океане. М.: Наука, 1982. 118 с.
15. Демина Л. Л., Гордеев В. В., Фомина Л. С. Формы Fe, Mn, Zn и Cu в речной воде и взвеси и их изменения в зоне смешения речных вод с морскими (на примере рек бассейнов Черного, Азовского и Каспийского морей).— Геохимия, 1978, № 8, с. 1211—1213.
16. Дикинсон У. Модели геосинклиналей в свете положения тектоники плит.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 220—231.
17. Конкин А. М., Лукашин В. Н., Зверинская И. Б. Цветные и редкие элементы во взвешенном веществе рек Черноморского побережья Кавказа.— В кн.: Тезисы докл. Моск. гор. конф. молодых научных работников по геологии, минералогии, геохимии и обогащению цветных благородных металлов и алмазов. М.: 1972; с. 152—154.
18. Конторович А. Э. Формы элементов в реках гумидной зоны (по материалам Западной Сибири и других районов).— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 88—101.
19. Конюхов А. И. Окраины материков: обстановки осадконакопления, геотформации, эволюция в мезозое и кайнозое. Автореф. докт. дис. М.: МГУ, 1983. 40 с.
20. Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М.: Высшая школа, 1971. 365 с.
21. Кузнецов Ю. Я., Левин Л. Э., Маловицкий Я. П. Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л.: Недра, 1970. 304 с.
22. Лавинная седиментация в океане./Под ред. А. П. Лисицына. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1982. 184 с.
23. Левин Л. Э. Геология окраинных и внутренних морей. М.: Недра, 1979. 213 с.
24. Левин Л. Э., Хаин В. Е. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазоаккумуляции в системе Мирового океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3, с. 34—39.
25. Левитан М. А. Биогенный кремнезем как источник вещества для образования кремния в осадках Тихого океана: Автореф. канд. дис. М.: МГУ, 1975. 25 с.
26. Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного вещества в морях и океанах.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 175—232.
27. Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана.— В кн.: Океанол. исслед., 1964, № 10, с. 135.
28. Лисицын А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах.— Океанология, 1971, т. 11, вып. 6, с. 957.

29. Лисицын А. П. Мощность осадков и скорости седиментации в океанах в мезозое и кайнозое по данным глубоководного бурения.— Океанология, 1973, т. 13, вып. 2, с. 125.
30. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах (количественное распределение осадочного материала). М.: Наука, 1974. 438 с.
31. Лисицын А. П. Абсолютные массы и закономерности седиментации в океанах.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 114—129.
32. Лисицын А. П. Биогенная седиментация в океанах и зональность.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1, с. 3—24.
33. Лисицын А. П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и соотношение терригенной и биогенной седиментации в океанах.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6, с. 3—22.
34. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации (литология и геохимия). М.: Наука, 1978. 392 с.
35. Лисицын А. П. Общие закономерности строения осадочной толщи океана.— В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 36—104.
36. Лисицын А. П. Лавинная седиментация.— В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: изд-во РГУ, 1982, с. 3—59.
37. Лисицын А. П., Богданов Ю. А. Взвесь в водах Тихого океана.— В кн.: Тихий океан. Кн. I. М.: Наука, 1970, с. 67—125.
38. Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Емельянов Е. М. и др. Взвешенное вещество в водах Атлантического океана.— В кн.: Осадконакопление в Атлантическом океане. Калининград, 1975, с. 5—198.
39. Лисицын А. П., Виноградов М. Е. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 4, с. 5—24.
40. Лисицын А. П., Гордеев В. В. О химическом составе взвеси и воды морей и океанов.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3, с. 38—57.
41. Лисицын А. П., Лукашин В. Н., Гурвич Е. Г. и др. О соотношении выноса элементов реками и их накопления в донных осадках океанов.— Геохимия, 1982, № 1, с. 106—113.
42. Лубченко И. Ю., Белова И. В. Миграция элементов в речных водах.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2, с. 23.
43. Марковский Н. И. Нефть в устьях рек.— Природа, 1976, № 2, с. 33—37.
44. Морозов Н. П., Батурич Г. Н., Гордеев В. В., Гурвич Е. Г. О составе взвеси и осадков в устьевых районах Северной Двины, Мезени, Печоры и Оби.— Гидрохим. материалы, 1974, т. 60, с. 60.
45. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. I, II. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1956, 531 с., 351 с.
46. Нестерова И. Л. Формы миграции элементов в р. Оби.— Геохимия, 1960, № 3, с. 355—362.
47. Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.
48. Полдерварт А. Химия земной коры.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 130—158.
49. Прыткова М. Я. Осадконакопление в малых водохранилищах. М.: Наука, 1981. 152 с.
50. Самойлов И. В. Устья рек. М.: Географгиз, 1952. 526 с.
51. Соколов Б. А. О направленности и стадийности развития нефтегазоносных районов (на примере бассейнов СССР).— В кн.: Третья науч. конф. геол. ф-та МГУ. М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 85—102.
52. Соколов Б. А., Гайнанов А. Г., Несмеянов Д. В., Серегин А. М. Нефтегазоносность морей и океанов. М.: Недра, 1973. 231 с.
53. Страхов Н. М. К познанию терригенной седиментации в океанах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 16—38.
54. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
55. Товстопят Е. С., Еременко В. Я., Назарова А. А. Комплексные соединения тяжелых металлов с аминокислотами, встречающимися в природных водах.— Гидрохим. материалы, 1971, т. 6, с. 91—106.
56. Хаин В. Е., Соколов Б. А. Современное строение и дальнейшее развитие учения о нефтегазоносных бассейнах.— В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973, с. 94—107.
57. Чистяков А. А. Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов.— В кн.: Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1980, с. 163.
58. Чудаева В. А., Гордеев В. Н., Фомина Л. С. Фазовое состояние элементов во взвесьях некоторых рек бассейна Японского моря.— Геохимия, 1982, № 4, с. 585.
59. Bowen H. J. H. Trace elements in biochemistry. L.: Acad. Press, 1966, 367 p.
60. Clark S. P., Jager E. Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data.— Amer. J. Sci., 1969, v. 267, p. 1143—1160.
61. Chemistry and biochemistry of estuaries. Chichester — N. Y.: John Wiley and Sons, 1980. 452 p.
62. Creager J. S., Sternberg R. W. Some specific problems in understanding bottom sediments distribution and the continental shelf.— In: Shelf sediment transport. N. Y., 1972, p. 16—40.
63. Davies T. A., Hay W. W., Southam J. K., Worsley T. R. Estimates of Cenozoic oceanic

- sedimentation rates.— *Science*, 1977, v. 197, p. 53—55.
64. *England P.* Metamorphic pressure estimates and sediment volumes for the Alpine orogeny: an independent control on geobarometers?—*Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 56, p. 387—397.
 65. *Estuarine chemistry*. L.: Acad. Press, 1976, p. 222.
 66. *Gibbs K. J.* Mechanism of trace metal transport in rivers.—*Science*, 1973, v. 180, № 4081, p. 71.
 67. *Gibbs K. J.* Transport phases of transition metals in the Amazon and Yukon river.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, v. 88, p. 823—843.
 68. Initial reports of deep-sea drilling project. V. 1—60. Wash.: Gov. Print., 1969—1983.
 69. *Knebel H. J., Martin E. A., Glenn J. L., Needell S. W.* Sedimentary framework of the Potomac River estuary, Maryland.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, pt. 1, 1981, v. 92, p. 578—583.
 70. *Menard H. W., Smith S. M., Pratt R. M.* The Rhona deep-sea fan.— In: *Submarine geology and geophysics*. L.: Butterworths, 1965, p. 271—284.
 71. *Moore G. T., Asquit D. O.* Delta, term and concept.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, v. 82, p. 2563—2568.
 72. River inputs to oceans systems. UNEP and UNESCO, Zürich, 1981. 384 p.
 73. *Scruton P. C.* Delta building and deltaic sequence in recent sediments, Northnics Gulf of Mexico.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1960, p. 82—102.
 74. *Sholkovits E. P.* Flocculation of dissolved organic and inorganic matter during the mixing of river water and sea water.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, v. 40, № 7, p. 831—845.
 75. *Sholkovitz E. R.* The flocculation of dissolved Fe, Mn, Al, Cu, Ni, Co and Cd during estuarine mixing.—*Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 41, № 1, p. 77—86.
 76. *Sholkovitz E. R., Boyle E., Price N. B.* The removal of dissolved humic acids and iron during estuarine mixing.—*Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 40, № 1, p. 130—136.
 77. *Worsley T. S., Davies T. A.* Cenozoic sedimentation in the Pacific ocean: steps toward a quantitative evaluation.—*J. Sediment. Petrol.*, 1979, v. 49, № 4, p. 1131—1146.
 78. *Zeitler P. K., Tehirkheli R. A., Naeser C. W. e. a.* Uplift of the lesser Himalayas, Northern Pakistan, as inferred from fussion track ages of sphene, epidote and zircon.— In: *Fussion track dating workshop*. Pisa, 1980, p. 239.

Институт океанологии
АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
14.III.1983

УДК 551.35.2(61)

ЗОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА СЕВЕРОАФРИКАНСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ И ИХ РОЛЬ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ НА ШЕЛЬФЕ

АИБУЛАТОВ Н. А., СЕРОВА В. В.

Дается оценка локального типа эолового переноса твердого вещества в осадконакоплении на североафриканском шельфе. На основании экспериментальных данных с привлечением геологических и метеорологических материалов выявлена вертикальная структура эолового потока на контакте берег — море. Прямые измерения объемов перемещающихся масс эолового материала в сторону моря выявили выдающуюся роль пыльных бурь. При средней пыльной буре лишь в слое 0—10 м через 1 км береговой полосы (в сторону моря) проходит около 125 т/сут осадочного материала. За год через побережье Туниса и Ливии (1100 км) в слое 0—10 м на шельф поступает около 5,5 млн. т эолового материала. Основная масса материала, формирующая эоловый поток в приземном слое, состоит из частиц размером 0,1—0,5 мм, в верхнем — <0,01 мм. При локальном типе переноса эоловый материал в основном оседает в зоне шельфа.

В последние годы исследователи эоловой морской седиментации все больше внимания уделяют количественной оценке процессов поступления и накопления осадочного материала на дне. В работах [3, 5, 8, 19, 21] приведены цифры расчета абсолютных масс вещества, поступающего с суши в океан в результате ветрового переноса. Однако работ, характеризующих вклад эолового фактора в осадконакопление различных зон Мирового океана (на шельф, континентальный склон, абиссаль), пока недостаточно. Вынос материала эоловыми потоками на шельф при пыльных бурях можно отнести к одной из разновидностей терригенного типа лавинной седиментации, ибо их повторяемость в геологическом масштабе времени очень велика.

Авторами поставлена задача оценить роль этого фактора в седиментогенезе на шельфе, т. е. в зоне, непосредственно примыкающей к источникам эолового осадочного материала. Такая оценка на примере североафриканского шельфа сделана на участке протяженностью около 1100 км. Для этого потребовалось исследовать внутреннюю структуру эолового потока твердого вещества перед «отправкой» его в сторону моря, т. е. в непосредственной близости от уреза воды. Нами исследовался локальный тип распределения аэрозольного материала.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕГИОНА

Район побережья, примыкающий к средней части североафриканского шельфа, отличается чрезвычайной выровненностью рельефа, которая нарушается только долинами вади, эоловыми формами рельефа и понижениями солончаковых впадин. Особой выровненностью характеризуется рельеф восточной части района, где наиболее развиты эоловые формы рельефа. На поверхности миоценовых известняков и калькаренитов развиты более молодые континентальные четвертичные отложения (аллювиально-пролювиальные, пляжевые и особенно эоловые). Песчаный материал при воздействии ветра образует серии дюнных массивов.

Береговая линия представляет собой в плане чередование неглубоко врезанных бухт, разделенных пологими, слегка выдающимися в море мысами. В приурезовой зоне почти повсеместно выходят пласты миоценовых калькаренитов, полого (до 4°) падающих в сторону моря. Последние препарируются морем, образуя ряд ступеней.

Надводная абразионная терраса имеет, как правило, ширину до

10 м и прикрыта в некоторых местах маломощным слоем песка. Далее в сторону берега непосредственно на плите почти повсеместно располагается береговой вал высотой 2 и шириной до 15 м, представляющий собой навал глыб кальканита, хорошо выраженный на мысах и исчезающий на участках песчаных пляжей. Галечный материал в составе береговых валов и донных осадков отсутствует. Описываемый береговой вал является продуктом абразии берега при экстремальных волнениях редкой повторяемости. Только энергия штормовых волн, превосходящая на несколько порядков энергию обычных волнений с частой повторяемостью, могла сформировать такое аккумулятивное образование и определить в конечном счете весь облик пляжа. Так, во время штормового волнения зимой 1981 г., при котором высота волны достигала 7 м, глыбы калькаренита в поперечнике до 2 м были сдвинуты в сторону берега на 5—7 м. Песчаные пляжи, входящие в описываемую зону участка, развиты слабо, они сложены среднезернистыми ракушечными песками (фракция 0,25—0,50 мм составляет 50—70%) и имеют ширину от 20 до 75 м.

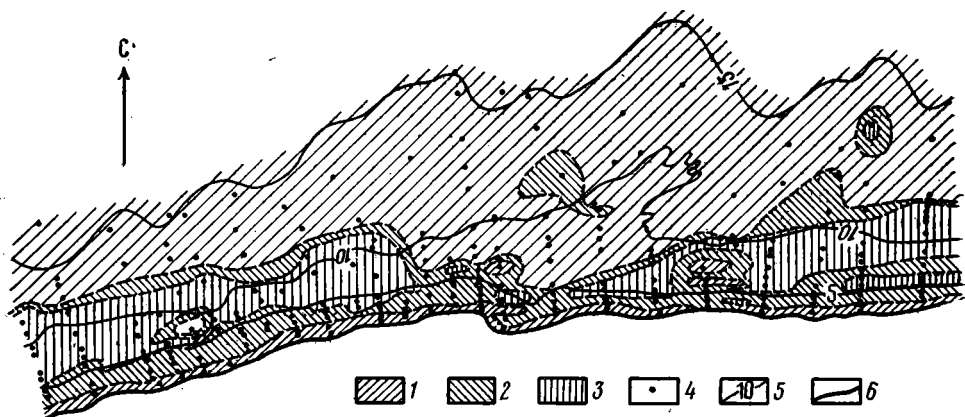
Характерным элементом рельефа береговой зоны, сформированным при участии морских наносов и ветра, является также полоса авандюн, которая с перерывами протягивается вдоль всего участка берега. Это отдельные всхолмления шириной до 70 и высотой до 25 м, слабо закрепленные кустарниками. Поверхность авандюн сложена среднезернистым ракушечным песком светло-серого цвета. В толще просматриваются слои сахарского красноцветного песка — результат переноса осадков из континентальных районов южными ветрами. Отсутствие авандюн в некоторых частях района объясняется тем, что береговой вал, сложенный глыбовым материалом, местами препятствует поступлению песчаного материала со стороны моря.

Далее за полосой авандюн в сторону суши начинается лагунно-солончаковая современная морская равнина («себха»), которая протягивается вдоль берега почти на всем участке. С поверхности она покрыта красноватым пелитовым материалом, преимущественно эолового происхождения. Современные солончаки представляют собой морские лагуны, впоследствии пересохшие и выполненные эоловыми осадками.

За себхой на более высоком гипсометрическом уровне в сторону суши распространяется безбрежная равнина, сплошь покрытая щебнем, закрепленным в плотной глинистой массе («рег» Сахары). Вблизи себхи (в направлении суши) часто можно видеть навейные формы рельефа в виде барханов, сложенные типичными сахарскими красноцветными песками. По генезису (классификация А. В. Сидоренко [17]) пески побережья относятся к эолово-прибрежноморским и эоловым пескам каменистых равнин.

В пределах подводного склона до глубины по крайней мере 20 м наиболее распространены калькарениты, полностью определяющие рельеф этой части дна. Только у самого берега до глубины 5 м развита сплошная толща отложений, в основном состоящая из ракушечного детрита. Глубже количество песчаного материала уменьшается, появляются скальные выходы, а затем, с глубины 11—15 м, песок располагается пятнами и поверхность дна представляет собой бенч, выработанный в калькаренитах. Следует отметить, что укрупнение обломочного материала происходит в сторону моря, что определяется расположением источников питания на несколько больших глубинах (ракушечные банки). При отсутствии значительного притока терригенного пляжеобразующего материала ракушечные поля являются единственным источником поступления наносов к берегу.

На фиг. 1 приведена типичная картина распределения терригенных осадков в верхней части шельфа исследованного района. Очевидно, что наибольшая часть его площади покрыта карбонатным ракушечным песком (не менее 80%). Песок, значительно обогащенный минеральными частицами (терригенная часть), приурочен к зоне распространения крупного алеврита (глубина 5—10 м). Меньше всего его содержится в



Фиг. 1. Типичная схема распределения терригенного материала в верхней части североафриканского шельфа (район Тунис — Ливия)

Содержание минеральной части, %: 1 — до 20, 2 — 20—50; 3 — >50; 4 — точки отбора проб; 5 — изобаты; 6 — береговая линия

пляжевой полосе и на плитах коренных пород (до 4%). Существенное убывание терригенной составляющей наблюдается в сторону моря от поля алевритовых песков (глубже 8—10 м).

Непосредственные замеры мощности песчаных отложений, а также целый ряд косвенных показателей (частота выходов коренных пород и т. д.) свидетельствуют о сравнительно незначительных запасах рыхлого материала в верхней части шельфа. Основная часть песков сосредоточена на глубинах от 3 до 10 м, где их мощность достигает 3 м.

Изучение минерального состава донных осадков, отобранных по нескольким профилям на глубинах 1—20 м через каждый метр, показало большое его разнообразие. Отдельно были изучены крупноалевритовая и мелкопесчаная фракции.

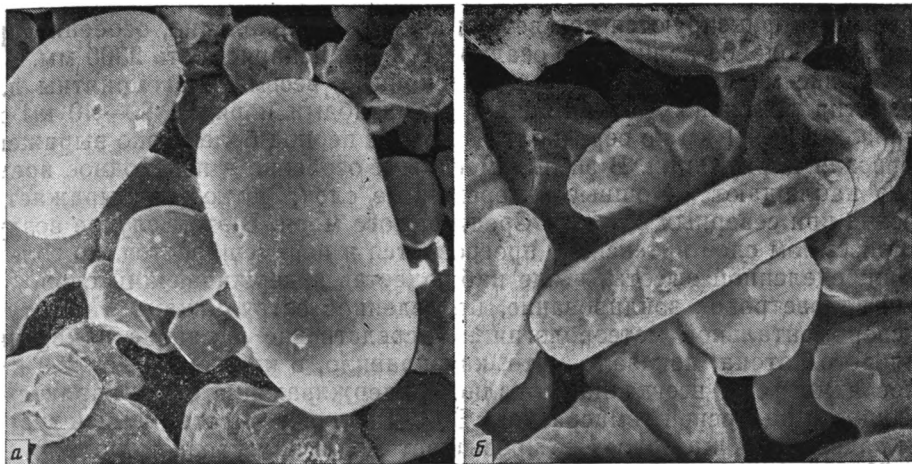
В связи с близостью участков отбора проб минеральный состав их вдоль берега оказался почти одинаковым — следствием влияния одних и тех же источников.

Элементы тяжелой подфракции в крупном алеврите содержатся в основном на глубинах 2—10 м (до 1%), минимальное их количество отмечено в пляжевых отложениях приустьевой зоны и на глубинах 11—20 м, где осадки обогащены карбонатным детритом (до 0,5%). В составе тяжелой подфракции отмечены биотит, черные рудные минералы (ильменит, магнетит), гидроокислы железа (представленные лимонитом, гетитом), лейкоксен, моноклинные и ромбические пироксены, минералы группы амфиболов, среди которых преобладает обыкновенная роговая обманка, эпидот, гранат, циркон и в меньших количествах — дистен, ставролит, силиманит, андалузит, рутил, сфен, турмалин.

В легкой подфракции крупного алеврита основу составляет кварц с содержанием в осадке от 50 до 75%. При сравнительно равномерном распределении кварца по изученным профилям отмечены максимумы на глубинах 1,0 и 7—8 м (до 73%). Наряду с чистыми, иногда водяно-прозрачными зернами кварца отмечены мутные, с красновато-бурым налетом и неровно-шероховатой поверхностью зерна.

Значительную роль (до 30%) в составе легкой подфракции играют карбонатный ракушечный детрит, а также обломки карбонатных пород и ромбоэдры карбонатных минералов, среди которых дифрактометрически установлено небольшое количество доломита.

В небольших количествах в составе легкой подфракции крупного алеврита обнаружены калиевые полевые шпаты и плагиоклазы, преимущественно кислого состава. Максимум этих минералов отмечен на глубинах 7—12 м (в среднем 20—25%). Окатанность материала хорошая (фиг. 2).



Фиг. 2. Характер окатанности зерен кварца
 а — в осадках шельфа, увел. 140; б — в эоловой взвеси, увел. 300

Фракция мелкого песка (0,1—0,25 мм) отличается от крупного алевролита в основном характером легкой составляющей. Здесь большую роль играет карбонатный органический (в основном ракушечный) детрит, содержание которого (50—70%) резко убывает в сторону моря, где начинает преобладать кварц (>55%).

Полевые шпаты присутствуют в резко подчиненном количестве (15—20%). Тяжелые минералы встречены буквально в единичных зернах (роговая обманка, эпидот, гранат, моноклинные пироксены). С увеличением расстояния от берега относительное количество тяжелых минералов заметно увеличивается, но не превышает 1%.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЭОЛОВОГО ПОТОКА В РЕГИОНЕ

Исследуемый участок средиземноморского шельфа и обрамляющего его побережья расположен на границе субтропиков и сухих тропиков, характерных для внутренних частей пустыни Сахары. Регион известен как область нисходящей северной части ячейки Гадлея, восходящая часть которой формируется в районе климатического экватора во внутритропической зоне конвергенции [11]. Иначе говоря, данный район отличается большой вероятностью инверсий оседания, большой сухостью, малой облачностью, общим повышенным фоном давления, который летом над раскаленным африканским континентом выражен несколько слабее, чем над Атлантикой (Азорский максимум). Особенно четко выражен этот вид циркуляции в теплое время года. В зимние месяцы и частично в переходные периоды ячейка Гадлея смещена на юг, и тогда над районом исследования располагается высотная фронтальная зона, разделяющая воздух тропиков и умеренных широт. У земли это проявляется в прохождении циклонов и ядер высокого давления с запада-юго-запада на восток-северо-восток, что приносит на североафриканское побережье сильные ветры, сопровождающиеся пыльными бурями.

Характерной особенностью климата района является наличие отчетливо выраженных двух времен года: сухого и жаркого лета (май—сентябрь), когда господствует антициклональный тип погоды с небольшой облачностью, малым количеством осадков и слабыми ветрами в основном северных направлений (средняя температура самых жарких месяцев июля—августа 25—26°С, максимальная 58°С), и короткой зимы (декабрь—февраль) с неустойчивой погодой (средняя температура 13—14°С, минимальная 1,7°С). Среднегодовая относительная влажность воздуха составляет 64%, минимальная—2%. Минимальные значения

влажности фиксируются при ветрах южного направления, особенно при «гибли». Годовое количество осадков 178 мм, испаряемость 2300 мм.

Летние месяцы, как наиболее спокойные, весьма благоприятны для развития локальных циркуляций с масштабами порядка 20—40 км по горизонтали и 1 км по вертикали. В летний период более ярко выражена бризовая циркуляция. В зимние месяцы и особенно в переходное время года наблюдаются мощные инверсионные слои. Четко это выражается весной при северных ветрах с Средиземного моря. В этом случае воздух в приземном слое интенсивно прогревается и перемешивается, но только до определенной высоты, выше наблюдается задерживающий слой.

Радиоветровое зондирование, проведенное сотрудниками Института экспериментальной метеорологии непосредственно в районе измерений эолового потока, показало, что, как правило, в нижнем (1,5—2,0 км) слое атмосферы всегда наблюдались задерживающие слои, характеризующиеся инверсией температуры. В 50% случаев высота нижней границы задерживающих слоев не превышает 230 м над уровнем моря.

Исследуемая территория относится к категории районов, где развиваются местные циркуляции в период малоградиентного барического поля и антициклональной погоды, а также происходит интенсивная трансформация натекающего на побережье холодного и устойчивого стратифицированного воздуха с моря в тылу циклонов и передней части антициклонов.

Таким образом, аэросиноптические условия циркуляции атмосферы в районе обеспечивают большую повторяемость ясных и малооблачных дней, благоприятных условий для развития морского и берегового бриза. В зимнее и особенно в весеннее время достаточно велика повторяемость воздушных потоков с моря на сушу, сопровождающихся вторжением холодных масс на Африканский континент. В эти периоды происходит сильная трансформация воздушных масс над побережьем.

Указанные ситуации не являются благоприятными для рассеяния пыли в нижнем слое атмосферы, так как при этом создаются условия ограниченного рассеяния по вертикали, а при наличии бризовой циркуляции — и по горизонтали.

Повторяемость приподнятых инверсий высотой 200 м достигает ~50% в период от 9 до 13 ч местного времени (в зависимости от времени года).

Влияние близости моря сказывается в целом на степени устойчивости приземного слоя атмосферы и слоя перемешивания. В среднем, в отличие от внутриконтинентальных условий на данной широте, их можно считать слабо устойчивыми.

С помощью тетронов¹ и радиозондирования в районе установлен характер бризовой циркуляции: ярко выраженное нижнее течение, выше — противотечение, в несколько раз более мощное по вертикали, но со скоростями ветра в 3—4 раза меньшими. Вертикальная мощность бризовой ячейки может достигать 1 км. Нижнее течение и противотечение разделены инверсией температуры.

Преобладающими в годовом разрезе являются ветры северного и северо-западного направлений, имеющие одинаковый процент повторяемости (22%). Повторяемость ветров других румбов колеблется в пределах 7—11%.

В холодный период времени в районе преобладают ветры западного (23%) и южного (южного 16—18%, юго-восточного 21%, юго-западного 17%) направлений. Летом преобладают ветры северного направления (41%).

Наиболее интересными для анализа эолового переноса терригенного материала являются ветры южных румбов — «гибли», которые несут потоки континентального тропического воздуха с высокой температурой (до 45°С) и относительной влажностью около 5%. Обычно сила этого ветра меняется в широких пределах — от легкого дуновения до силь-

¹ Тетроны — уравновешенные аэростаты постоянного объема.

ного штормового ветра, причем наиболее сильный (20 м/с, а иногда 30—35 м/с) возникает при прохождении центра циклона над северным побережьем Африки.

Наибольшее число дней с пыльными бурями приходится на март—апрель (2—3 дня, максимум 6—8 дней). Продолжительность пыльных бурь в среднем за период наблюдений 1974—1979 гг. составляет 5 ч с возможными колебаниями от 1 до 30 ч. Метеовидимость 2 км, однако во время пыльных бурь (например, в мае 1977 г.) видимость была крайне незначительной. Легковые машины с включенными фарами различались в дневное время лишь на расстоянии около 20 м, автотрасса во многих местах была покрыта слоем песка толщиной около 0,7 м. Пыльная буря (продолжительностью 2 сут) по объему поставки материала в море может превосходить несколько рядовых бурь во много раз. К сожалению, во время таких бурь проводить какие-либо измерения почти невозможно. Максимальное число дней с пыльными бурями в году 40.

Следующей особенностью района, благоприятствующей развитию эоловых процессов, является слабая закреплённость поверхности побережья растительностью. Рассматриваемый район относится к кустарниковым пустыням северной Африки. В ее разреженном растительном покрове преобладают ксерофильные, часто колючие кустарники и полукустарники, есть и суккулентные. Растительность на побережье распределена крайне неравномерно и очень разрежена. Закреплённость поверхности в среднем не превышает 40%. На барханах и авандуне она почти равна нулю.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И СОСТАВ СОБРАННОГО МАТЕРИАЛА

Отбор проб эолового материала в воздухе проводился установкой для отбора проб аэрозолей и автомобильными аспираторами, приспособленными для высотного зондирования, тканевыми уловителями и бюксами.

Установка для отбора проб аэрозолей использовалась на высоте 1,5 м, а два автомобильных аспиратора на 5- и 10-метровых отметках мачты. При опробовании воздуха применялись пылевые фильтры марки ФПП-15 и аэрозольные фильтры АФА-XII-20 [10].

Ежедневное стационарное опробование воздуха проводилось аэрозольной установкой в пункте, совмещенном с метеостанцией, в 100 м от берега на высоте 1,5 м. При этом отбиралось последовательно две пробы на аэрозольный, а затем на пылевой фильтр. С экспозицией по 30 мин через каждый фильтр прокачивалось до 10 м³ воздуха. Одновременно проводились наблюдения за температурой, атмосферным давлением, влажностью, скоростью и направлением ветра, а также волнением на море.

Регулярное (5 раз в неделю) опробование воздуха по профилю в трех пунктах выполнялось на трех высотных уровнях (1,5; 5 и 10 м) тремя одновременно работающими аспираторами. Пробы отбирались в процессе последовательного посещения трех пунктов, расположенных в 100, 500 и 2000 м от береговой линии. В зависимости от метеорологических условий использовались оба типа фильтров. Наиболее широко применялись аэрозольные фильтры. Пылевыми фильтрами обычно опробовались высокоскоростные (>10 м/с) воздушные потоки, вызывающие поземки и бури.

Продолжительность синхронной аспирации колебалась от 20 до 30 мин, что обеспечивало прокачивание через каждый фильтр не менее 3 м³ воздуха, необходимого для получения полноценных проб. Изредка время аспирации сокращалось до 15, 10 и 5 мин из-за перегрузки фильтров пылью и эоловым песком в периоды бурь.

В процессе опробования в трех пунктах профиля определялись направление и скорость ветра. Остальные данные (температура, давление, влажность и т. д.) фиксировались на метеостанции и передавались во все точки наблюдения.

Выборочное опробование применялось в зависимости от метеорологических условий и представляло собой чередование описанных выше стационарных и передвижных наблюдений по профилю. Общее число проб золотого материала составило 340.

Методика отбора проб золотых наносов тканевыми уловителями заключалась в следующем. На мачте высотой 6 м закреплялись съёмные ловушки с площадью входного отверстия 1 дм², длина мешочков-ловушек равна 30 см. Ловушки устанавливали на авандюне, полужакрепленной площадке и бархане на глубинах 6, 27, 47, 67, 87, 188, 288, 388, 488 и 588 см от поверхности земли. Экспозиция уловителей, применяемых только при пыльных бурях, составляла 30—60 мин. Описанным способом в указанных местах были отобраны 50 золотых проб при двух пыльных бурях (15 апреля и 7 мая 1979 г.). Сравнение данных, полученных аспираторами и тканевыми уловителями, дало довольно близкие результаты.

Бюксы-уловители имеют форму параллелепипеда, в верхней части которого находятся приемные отверстия площадью 10 или 2 см². Они закреплялись на штангах с помощью держалок на расстоянии от 2 до 500 см от поверхности земли. Время экспозиции от 60 до 330 мин. Этим методом отобрано несколько десятков проб.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Отмеченные физико-географические и геологические особенности района определяют развитие золотых процессов, которые являются главным современным рельефообразующим агентом на побережье и мощным фактором поставки терригенного материала на североафриканский шельф.

Широкое развитие золотые процессы получили в зоне авандюны, окаймляющей побережье, и в полосе суши в 400—500 м от берега, где хорошо развита зона незакрепленных или слабо закрепленных барханов, протягивающаяся с перерывами вдоль всего участка с максимумом развития в районах вадн.

Помимо отмеченных двух зон, где золотые процессы наиболее интенсивны, необходимо отметить и другие участки их развития на побережье (себха, поверхность второй террасы и т. д.). Однако благодаря сравнительно хорошей закрепленности поверхности растительностью на последних участках (до 40%) интенсивность золотых процессов значительно снижена: образования золотых форм рельефа на современном этапе развития здесь не происходит. В этих местах идет площадное гравитационное осаждение взвешенного золотого материала из атмосферы и процессы дефляции более ранних форм золотого рельефа (например, кустовых кочек).

Изучение динамики различных форм золотого рельефа проводилось повторным нивелированием поверхности барханов и авандюны. Зона распространения барханов является аккумулятором песчано-алевритового материала, поступающего с юго-востока, полоса авандюны почти целиком питается за счет материала, поступающего со дна моря.

Вершины барханов сложены материалом следующего гранулометрического состава: фракция <0,1 мм 60%, 0,1—0,25 мм 40%, а вершины дюны — фракция <0,1 мм 18%, 0,25 мм 30%, 0,25—0,5 мм 52%. Разный режим питания названных золотых форм, их неодинаковый гранулометрический и вещественный состав обуславливают различия в их динамике, скорости аккумуляции или дефляции и роль в поставке золотого материала.

Материалы повторных нивелирований на участке барханов и дюнах показывают, что масштабы морфодинамических процессов на указанных формах золотого рельефа по сравнению с внутренней Сахарой (например, с Ливийской пустыней) меньше. Дюны в Ливийской пустыне движутся к югу со средней скоростью 15—16 м/год. Амплитуда деформации на вершинах барханов в исследованном регионе не превышает 1 м, а скорость их движения на юго-восток — нескольких метров в год.

За трехлетний период наблюдений отмечен общий процесс дефляции эоловых барханов, особенно их привершинных частей. Морфодинамика барханов и дюн на площадке носит сезонный характер. Наиболее значительным изменениям формы эолового рельефа подвержены в осенне-зимне-весеннее время, наименьшим — в летнее, что хорошо коррелируется с ходом средней скорости ветра в течение года.

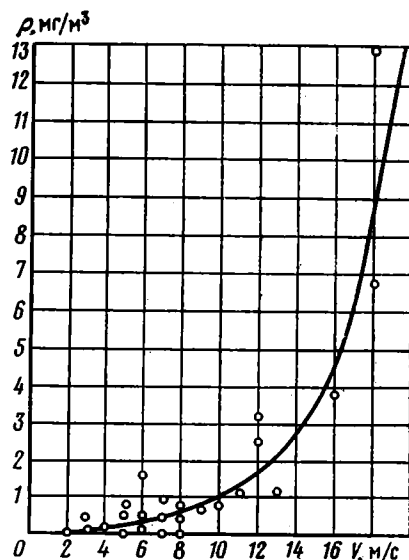
Экспериментальное исследование внутренней структуры эолового потока проводилось по следующим направлениям: а) изучение распределения эолового материала по вертикали в слое 0—10 м над различными площадками при ветрах различной силы и направления; б) расчет расходов уходящего в море эолового потока на побережье; в) определение гранулометрического и вещественного состава эолового материала, уходящего в море, и его сравнение с морской взвесью, с распределением осадков на дне в верхней части шельфа.

На основании измерений, выполненных при скоростях ветра до 18 м/с на различных по степени закрепленности участках поверхности земли и при различной удаленности от источника и моря, можно сделать ряд выводов по внутренней структуре эолового потока в приземном слое (0—10 м). На фиг. 3 приведена зависимость концентрации эоловой взвеси ρ от скорости ветра на высоте 1,5 м от полужакрепленной (30—40%) поверхности земли, полученная с помощью установки для отбора аэрозольных проб. Имеющаяся связь между этими величинами подчиняется экспоненциальному закону. При скоростях ветра до 10 м/с ρ не превышает 1 мг/м³, далее при усилении ветра плотность эолового потока резко увеличивается в несколько раз. Ветер при скорости 18—20 м/с вызывает концентрацию пыли в 13 раз большую, чем при 8—10 м/с. В среднем при ветре 18—20 м/с на горизонте 1,5 м ρ составляет 12—13 мг/м³. Заметим, что ПДК (предельно допустимая концентрация) для городов равна 0,5 мг/м³. Максимальная концентрация пыли в воздухе, отмеченная нами на указанном горизонте при порывистом ветре силой около 20 м/с, составила 56 мг/м³. Для сравнения укажем, что над побережьем испанской части Сахары содержание пыли в воздухе при континентальных ветрах составляет 20—70 мг/м³ [17].

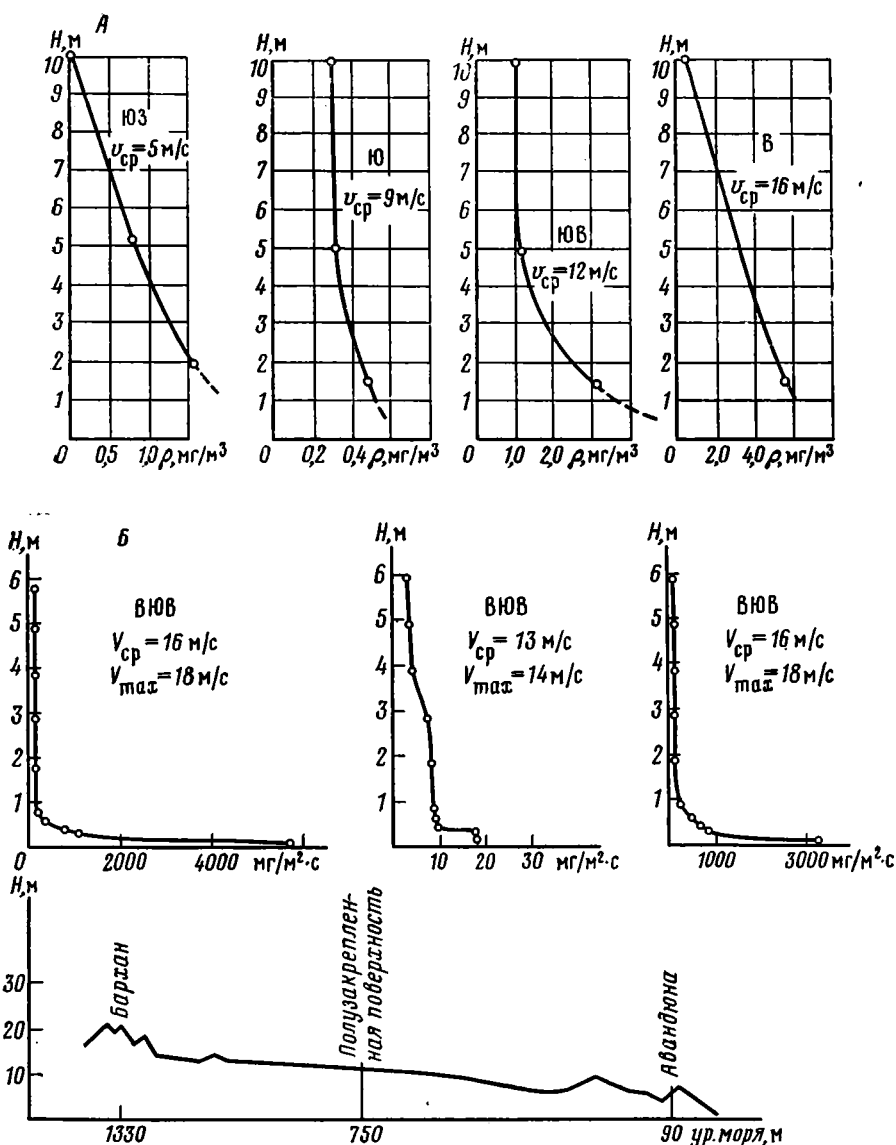
В литературе имеется немало попыток построения зависимости между скоростью ветра и концентрацией эоловой взвеси [1, 6, 16]. К сожалению, кривые зависимости получены в различных условиях и разными методами и поэтому трудно сравнимы между собой. Однако у всех кривых есть общая характерная черта: резкое увеличение концентрации взвеси при значительном увеличении ветра, т. е. видна определяющая роль ветров штормовой силы в формировании эоловых потоков высокой концентрации.

Несомненно, что для каждого горизонта приземного слоя атмосферы будет своя кривая, свои абсолютные значения ρ , ибо плотность эолового потока на различных высотах разная. По мере приближения к поверхности земли отмечается более плотный поток зерен, т. е. плотность его при одной и той же скорости ветра обратно пропорциональна высоте над поверхностью Земли.

Вертикальная структура эолового потока в приземном слое 0—10 м при ветрах 10—20 м/с перед «отправкой» его в сторону моря имеет сле-



Фиг. 3. Зависимость концентрации эоловой взвеси ρ от скорости ветра на высоте 1,5 м (полужакрепленная поверхность 40%)



Фиг. 4. Распределение золотой взвеси по вертикали при пыльных бурях
 а — по замерам аспираторами и аэрозольной установкой; б — тканевыми уловителями

дующий вид: основная доля перемещающегося материала приурочена к слою 0—1 м, затем золотой материал равномерно распределяется по вертикали вплоть до высоты 10 м. Это обстоятельство связано с тем, что на указанных высотах золотые частицы имеют примерно одинаковую аэральную крупность². Следовательно, все они при одинаковой скорости ветра должны достигать примерно одной и той же высоты. Строение золотого потока, таким образом, может быть представлено в виде двухслойной модели (фиг. 4).

Максимальное содержание золотого материала по вертикали отмечается на горизонтах 6 и 27 см, что объясняется попаданием в них не только взвешенного, но и сальтирующего материала. Частичный расход золотого потока Q в слое 0—30 см при скорости ветра 16 м/с (при порывах до 18 м/с) на бархане может достигать 6000 мг/м²·с, на авандюне 3470. Средний частичный расход золотого потока в слое 0—0,5 м при данных условиях составляет 1389 мг/м²·с, в слое 0,5—10 м—80 мг/м²·с.

² Аэральная крупность — скорость оседания частиц в воздухе при спокойных условиях (см/с).

Резкое уменьшение Q (на барханах в 6 раз, на авантюне в 8 раз) на горизонте 27 см характерно для всех скоростей ветра от 10 до 20 м/с. К горизонту 1,0 м уменьшение Q практически заканчивается, далее эта величина сравнительно одинакова по всей исследуемой толще воздуха. На барханах и авантуне она составляет около $100 \text{ мг/м}^2 \cdot \text{с}$, на полузакрепленной поверхности значение ее уменьшается в 10 раз.

Если сравнить частичный расход эолового потока в слое 0—0,5 и в слое 0,5—10 м, то оказывается, что величина $Q_{0-0,5}/Q_{0,5-10}$ на барханах и авантуне одинакова (17—18), т. е. выше в нижних слоях приземного слоя, что согласуется с ранее проведенными исследованиями [16]. Данные по слою 0—0,6 м, полученные нами на Черном море, свидетельствуют о том, что даже при ветрах 10 м/с мощность песчаного потока в нем может достигать нескольких десятков кубических метров в час на 1 км берега [1].

Однако суммарный расход эолового потока в слое 0—0,5 м оказывается равным или даже меньше, чем в слое 0,5—10 м (на авантуне он составляет 48% верхнего слоя). Совершенно очевидно, что для шельфового седиментогенеза наибольшую роль играет верхний слой, так как он состоит из материала с незначительной аэралью крупностью и поэтому необратимо удаляется от берега на большие расстояния. Нижний же слой состоит из материала, который попадает в зону волнового воздействия и при определенных волновых условиях возвращается на пляж и оттуда на авантуну и далее в сторону суши (на несколько сотен метров).

По данным измерений сделана попытка расчета полного расхода эолового потока перед «отправкой» его в сторону моря, т. е. над поверхностью авантуну во время пыльной бури при средней скорости ветра 16 м/с, высоте потока 10, ширине 1000 м.

Частичный расход эолового потока в слое 0—0,5 составил при этом $1389 \text{ мг/м}^2 \cdot \text{с}$, а в слое 0,5—10 м— $80 \text{ мг/м}^2 \cdot \text{с}$; полный расход в слое 0—0,5 м— 694 г/с (на 1 м берега) и 2498 кг/ч (на 1 км берега), а в слое 0,5—10 м соответственно 760 г/с и 2736 кг/ч ; суммарный расход в слое 0—10 м—равен 5234 кг/ч .

Следовательно, величина Q не определяет общего полного расхода эолового материала в приземном слое. В связи с этим хотелось бы заметить, что все ранее построенные зависимости общего расхода эолового материала от скорости ветра без учета высоты столба воздуха трудно применимы для практических расчетов, хотя и дают общее физическое представление о сущности процесса эолового переноса [6, 16].

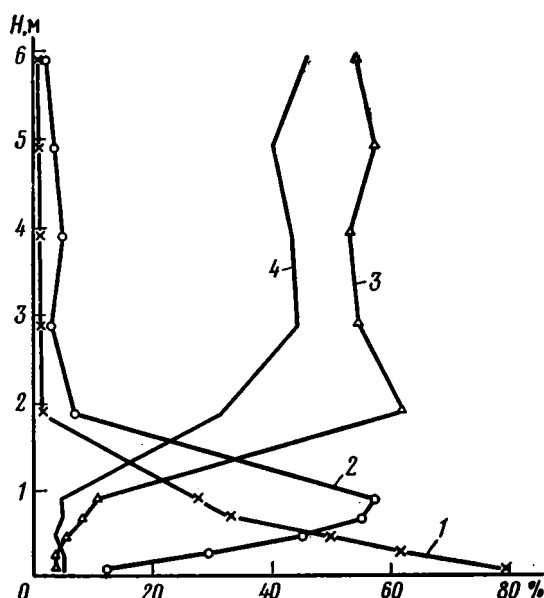
Общий объем поступления эолового материала на исследованном участке берега североафриканского шельфа длиной около 500 км свидетельствует о том, что повторяемость пыльных бурь («гибли») достигает 40 дней в год. Если принять приведенные выше данные за средние для обычной пыльной бури, то окажется, что суточный расход на 1 км берега лишь в слое 0—10 м составляет 124,8 т, т. е. на весь регион (500 км)— $62\,400 \text{ т}$. За 40 пыльных бурь с суточной продолжительностью каждая в слое 0—10 м над поверхностью земли в море поступает около 2,5 млн. т эолового материала. В сопредельном участке с протяженностью береговой линии около 600 км отмечаются аналогичные аэросиноптические и геологические условия. Таким образом, через участок побережья протяженностью 1100 м в слое 0—10 м во время средних пыльных бурь в сторону Средиземного моря проходит около 5,5 млн. т в год эолового материала. Последний поступает в море также при ветрах, не вызывающих пыльных бурь.

Полученные данные трудно сравнить с результатами измерений, выполненных в Западной Африке, так как аэросиноптические условия в этом регионе резко отличаются от североафриканских. Кроме того, наши измерения охватили лишь 10-метровый приземный слой, тогда как там основная масса эолового материала переносится в значительно более высоких слоях атмосферы [5].

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЭОЛОВОЙ ВЗВЕСИ

Данные о гранулометрическом, минеральном и химическом составе пыли позволяют судить об очагах ее зарождения, ареалах преимущественного накопления эолового материала на дне.

Гранулометрический состав эоловой взвеси в районе авантюны, т. е. в контактной зоне берег—море, в приземном слое 0—10 м при континентальных южных ветрах имеет довольно широкий диапазон (фиг. 5).



Фиг. 5. Гранулометрический состав эоловой взвеси в приземном слое (0—6,0 м)
Фракции, мм: 1—1—0,1; 2—0,1—0,01; 3—0,01—0,001; 4—<0,001

На горизонтах 0,06 и 0,27 м преобладают фракции 0,5—0,25 и 0,25—0,10 мм, в сумме составляющие около 60—77%. Далее на горизонтах 0,47; 0,67; 0,87 м начинают преобладать фракции 0,1—0,05 мм (до 55%) и 0,25—0,1 мм, а с горизонта 1,88 м — фракция <0,01 мм (около 93%), которая является основной до высоты 5,88 м, где ее объем достигает 98%, причем 45% падает на долю фракции <0,0001 мм. Вблизи препятствий (здания, выходы коренных пород и т. д.) наблюдаются выбросы материала на большие высоты. Так, например, на крыше одного из зданий высотой 12,5 м после пыльной бури (скорость ветра до 18 м/с) отобраны образцы эолового материала, содержащего фракции 0,1—0,25 мм (20,1%); >0,25 мм (7,9%), из которых 4% приходится на фракцию 0,5—2 мм). Основную же долю эолового материала здесь составлял крупный алеврит 0,1—0,05 мм (64,6%), пелита (<0,01 мм) на крыше не оказалось.

Данные о распределении расходов по вертикали в слое 0—10 м свидетельствуют о том, что основная масса эолового материала, перемещающегося в сторону моря, состоит из крупного алеврита и более мелких фракций. На втором месте по значимости стоит мелкопесчаная фракция 0,25—0,1 мм. Следует однако отметить, что этот песок в основном принимает участие в формировании пляжей и прибрежных толщ. Отсюда следует, что в осадконакоплении на основной части шельфа главную роль играет верхний слой эолового потока.

Минеральный состав эолового материала в толще потока характеризуется резким преобладанием кварца во всех гранулометрических

фракциях (см. фиг. 2, б). Лишь в самых крупных фракциях от 0,25 до 0,1 мм наряду с кварцем присутствуют обломки органогенных карбонатов, среди которых установлены кальцит, арагонит, высокомагнезиальный кальцит. В алевритовых фракциях ряда проб значительную роль играют полевые шпаты, как калиевые, так и плагиоклазы, часто отмечается биотит. В нескольких пробах в составе мелкого алеврита обнаружен доломит. В пелитовой фракции ($<0,01$ мм) наряду с преобладающим кварцем постоянно встречаются слюды, хлорит, полевые шпаты, а в верхних слоях — также и палыгорскит, являющийся, как и доломит, минералом — индикатором золотого материала африканских пустынь [13].

При скорости ветра около 12 м/с среднее суммарное содержание растворимых примесей в аэрозолях равно 230 мкг/м^3 (максимальное 495 мкг/м^3). Растворимые примеси в атмосферных аэрозолях составляют лишь 20—25%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленный материал со всей очевидностью показывает, что на североафриканском побережье широко развиты золотые процессы, оказывающие существенное влияние на осадкообразование в зоне шельфа и в открытых частях бассейна Средиземного моря.

Главными причинами, благоприятствующими этому, являются геолого-геоморфологические условия, выражающиеся в наличии больших запасов мелко- и тонкозернистого материала, золотых форм рельефа, близко расположенных к приурезовой зоне моря, и в отсутствии рельефных барьеров на побережье.

Кроме того, причиной широкого развития золотых процессов в регионе следует считать также сильную аридность климата и особенности аэросиноптической обстановки. Аэросиноптические условия циркуляции атмосферы в регионе обеспечивают большую повторяемость малооблачных дней, развитие морского и берегового бризов. При наличии бризовой циркуляции золотой материал рассеивается ограниченно по горизонтали и вертикали; с помощью тетронов и радиозондирования выявлено ярко выраженное нижнее течение, выше — противотечение, в несколько раз более мощное по вертикали, но со скоростями ветра в 3—4 раза меньшими. Вертикальная мощность бризовой ячейки может достигать 1 км. Нижнее течение и противотечение разделены инверсией температуры.

Следующей причиной, определяющей мощность золотых процессов на побережье, является слабая закрепленность поверхности суши растительностью (до 40%). Этот фактор, как было показано выше, может изменять интенсивность золотых процессов на несколько порядков.

Существенное значение в ходе осадконакопления на шельфе имеет вертикальная структура золотого потока. Очевидно, что определяющим в этом процессе является слой золотого потока, расположенный выше 0,5 м над поверхностью земли, хотя плотность потока значительно больше в приземном слое (0—0,5 м). Основными фракциями терригенного материала, формирующими золотую взвесь в приземном слое, являются фракции 0,1—0,25 и 0,25—0,5 мм, в верхнем слое — $<0,01$ мм. Очевидно, потому, что первый материал принимает участие лишь в прибрежном осадкообразовательном процессе, второй разносится по всей поверхности шельфа и уходит в открытое море. Об этом свидетельствуют карты распределения минеральной части осадков на дне (см. фиг. 1), распределение кварца в валовых пробах верхнего слоя осадков (0—5 см) на североафриканском шельфе в пределах исследованного региона [4], данные экспериментов с мечеными песками.

Проведенное нами изучение взвеси в морской воде на глубине 5 м (расстояние от берега 20 м) во время южных ветров показывают прямую связь между концентрацией твердого вещества в воде и силой ветра. Даже при умеренной силе ветра (9 м/с) концентрация морской взве-

си на указанной глубине измеряется величинами до нескольких десятков миллиграмм на 1 м^3 , т. е. основная масса частиц пыли в стационарных условиях при однородной поверхности имеет заметную скорость оседания (частицы размером 175 мкм имеют скорость оседания в воздухе $4,02 \text{ мс}^{-1}$, $75\text{—}2,20$; $30\text{—}0,32$; $10\text{—}0,03$).

Следует отметить, что на контакте берег—море нередко в зимне-весеннее время выпадают осадки, которые вымывают эоловый материал из атмосферы, образуя своеобразные пыльные дожди. Резкое уменьшение значения эолового фактора по направлению к внешней части шельфа (ширина шельфа в регионе до 40 км) характерно и для пассатных областей океана. Так, содержание взвеси в воде у мыса Кап-Блан уменьшается от побережья ($1 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$) к бровке шельфа ($0,25 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$). Содержание же терригенных частиц уменьшается гораздо значительно (от $0,5$ до $0,01 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$). Эти данные, полученные Т. Д. Миллиманом [18] в иных аэросиноптических условиях, свидетельствуют о максимальной разгрузке материала в зоне шельфа эолового потока, распространяющегося в нижних слоях атмосферы. Материал же, перемещающийся в более верхнем слое ($1,5\text{—}5 \text{ км}$), транзитом проходит над шельфом и лишь частично прорывается в нижний слой, достигая водной поверхности. После оседания он распределяется под воздействием волн и течений вдоль изобат и по нормали к ним.

Прямые расчеты перемещающихся масс эолового материала в сторону моря показывают, что выдающуюся роль в формировании эоловых потоков играют пыльные бури. При средней пыльной буре лишь в слое $0\text{—}10 \text{ м}$ через 1 км береговой полосы в сторону моря проходит около 125 т/сут. Только они в течение года выносят в море около 5 тыс. т/км терригенного материала.

Геоморфологическое обследование побережья на протяжении 500 км , а также анализ аэроклиматических условий в регионе и литературные данные [17] позволяют (с определенными оговорками) распространить полученные результаты, по крайней мере на Тунис и Ливию, где побережье с активным развитием эоловых процессов протягивается на 1100 км . На этом отрезке берега в год выносятся в слое $0\text{—}10 \text{ м}$ только при пыльных бурях около $5,5 \text{ млн. т}$ терригенного материала. Очевидно, что для данного региона эоловый фактор является важнейшим в поставке терригенного материала, ибо речной сток здесь отсутствует, а в результате абразии берегов образуются крупные глыбы коренных пород различного возраста, которые остаются в приустьевой полосе. Необходимо также указать, что непосредственно в осадконакоплении на шельфе принимает участие лишь фракция $<0,1 \text{ мм}$. Количество эолового материала данной крупности составляет в слое $0\text{—}1,0 \text{ м}$ при средней пыльной буре $\sim 50\%$. Выше эоловый поток твердого вещества состоит полностью из материала размером менее $0,1 \text{ мм}$.

Сравнение минерального состава эолового материала и донных грунтов в зоне распределения алевритов (на глубине $5\text{—}8 \text{ м}$) показывает, что в минеральном составе осадков резко увеличивается роль тяжелой фракции.

Индикаторами эолового материала, по-видимому, прежде всего являются встреченные в осадках карбонаты (в том числе ромбоэдры доломита), окатанные матовые зерна кварца и полевых шпатов.

Вероятно, и некоторые тяжелые минералы попали в осадки эоловым путем, так как при изучении водной и эоловой взвеси в районах Аравийского и Красного морей [13] выявлено присутствие в ее составе большого набора различных минералов. В пробах, отобранных в прибрежной части Аравийского моря, наряду с кварцем, слюдой, доломитом, кальцитом (по рентгеновским определениям) в составе эоловой взвеси были выявлены тяжелые минералы мелко- и крупноалевритовой размерности (гидроокислы железа, биотит, амфиболы, пироксены и даже гранат). В осадках северной части Аравийского моря отмечен доломит эолового генезиса [13, 20]. Это свидетельствует об огромной роли эолового фактора в осадконакоплении в аридных областях Земли.

1. Айбулатов Н. А. К вопросу о роли эоловых процессов в динамике отмелого аккумулятивного берега.— Тр. Ин-та океанологии, 1961, т. 48, с. 341—346.
2. Айбулатов Н. А., Серова В. В. Экспериментальное исследование роли эоловых процессов в седиментогенезе на североафриканском шельфе Средиземного моря.— В кн.: Современные проблемы морской геологии. Т. 2. (тез. докл. 4-й Всесоюз. школы морской геологии). М.: Наука, 1980, с. 76—78.
3. Бондарев Л. Г. О роли эолового невулканического материала в морском осадконакоплении.— В кн.: Комплексные исследования природы океана. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1975, с. 103—112.
4. Емельянов Е. М. Минеральный состав осадков Средиземного моря.— Океанол. исслед., 1979, № 26, с. 61—107.
5. Емельянов Е. М., Кооль Л. В. Перенос эоловой пыли и ее роль в процессах осадкообразования в Атлантическом океане.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 2, с. 3—15.
6. Знаменский А. И. О движении барханных песков.— Тр. Туркм. фил. АН СССР, 1942, вып. 2, с. 13—23.
7. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
8. Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. Л.: Наука, 1969. 487 с.
9. Петров М. В. Пустыни земного шара. Л.: Наука, 1973. 436 с.
10. Петренчук О. П. Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометиздат, 1979. 264 с.
11. Погосян Х. Г. Общая циркуляция атмосферы. Л.: Гидрометиздат, 1972. 394 с.
12. Серова В. В., Лисицын А. П., Мурдмаа И. О. Кварц и полевые шпаты в осадках.— В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 198—208.
13. Серова В. В., Лисицын А. П., Живаго В. Н. Эоловая седиментация в северо-западной части Индийского океана.— В кн.: Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981, с. 151—160.
14. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
15. Сидоренко А. В. Литология и генетическая классификация эоловых отложений (Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений). Минск: 1961. 264 с.
16. Bagnold R. A. The physics of blown sand desert dunes. L., 1941. IVed; 1971. 265 p.
17. Coque R. La Tunisie presahsrienne.— In: Etude geomorphologique. P., 1962. 476 p.
18. Milliman T. D. Effects of arid climate and upwelling upon the sedimentary regime of southern Spanish Sahara.— Deep-Sea. Res., 1977, v. 24, № 1, p. 95—103.
19. Prospero J. M., Ilaccum R. A., Nees R. T. Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America.— Nature, 1981, v. 289, № 5798, Febr., p. 1087—1090.
20. Stewart R. A., Pilkey O. H., Nelson B. W. Sediments of the northern Arabian Sea.— Marine Geol., 1965, v. 3, p. 411—427.
21. Windom H. L. Atmospheric dust records in permanent snowfields implications to marine sedimentation.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, p. 761—872.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
19.I.1983

УДК 551.351

О ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНОМ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗЕ В ОБЛАСТЯХ КРУПНЫХ КОНУСОВ ВЫНОСА (ФЕНОВ)

ТРИМОНИС Э. С., БУРЛИН Ю. К.

Рассмотрены вопросы осадконакопления в двух приконтинентальных областях Индийского океана. Седиментация в Мозамбикской приконтинентальной области определялась главным образом объемом и распространением твердого стока р. Замбези. В зависимости от скоростей седиментации и состава донных осадков выделены зоны осадконакопления. В Бенгальском заливе формирование осадков осуществлялось преимущественно в результате распределения придонными потоками выносов рек Ганга и Брахмапутры. В современную эпоху обе приконтинентальные области (Мозамбикская и Бенгальская) характеризуются заметным сокращением поставки песчано-алевритового и более грубозернистого терригенного материала.

Балансные расчеты абсолютных масс осадочного материала, выполненные для Мирового океана [2, 3], показали, что из 22,1 млрд. т. терригенного вещества, поставляемого в океан, в пелагические зоны проникает только 7,8% (1,729 млрд. т), а подавляющая часть осаждается по его периферии. Поэтому приконтинентальные части океанов характеризуются не только огромными массами осадков, высокими скоростями их накопления, но и специфическими особенностями дифференциации осадочного вещества. Особое место в приконтинентальном седиментогенезе принадлежит областям, расположенным вблизи устьев крупнейших рек, которые благодаря выносам формируют целые осадочно-породные бассейны. Процесс осадконакопления в таких районах обладает чертами, характерными для лавинной седиментации [5]. Осадочные тела конусов выносов, имеющие, как правило, большие мощности, характеризуются особыми текстурными и структурными признаками, часто связанными с проявлением автокинетических потоков материала [5, 7].

В 32-м рейсе НИС «Академик Курчатов» (1981 г.) литологические исследования были проведены на полигонах, расположенных в областях крупных фенов — Мозамбикского и Бенгальского. Новые сведения о составе осадков, полученные на 37 станциях в Мозамбикском полигоне и 14 — в Бенгальском, используются в настоящей статье.

МОЗАМБИКСКАЯ ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

В Мозамбикском проливе между Африкой и Мадагаскаром начинается крупный конус выноса, который простирается на юг на тысячи километров и заполняет аккумулятивную котловину между подводными хребтами Мозамбикским на западе и Мадагаскарским на востоке. Размеры и форма конуса выноса были предопределены морфологией фундамента океанского дна и поставкой осадочного материала с континентальных областей. Формирование фена началось в миоцене [12] в результате выносов рек Африки и Мадагаскара. Огромные массы осадочного материала транспортировались по подводной системе каньонов, основным из которых является Замбезийский каньон, расположенный напротив устья крупнейшей реки Восточной Африки. Реки Замбези дренирует различные породы — от метаморфических мигматитов и гранитов до разных типов осадочных и вулканогенных пород, по возрасту соответствующих весьма широкому интервалу, от докембрийских до кайнозойских. Она ежегодно выносит около 100 млн. т. осадочного материала [2].

Мозамбикский конус выноса по своим морфологическим, акустическим и седиментационным характеристикам разделяется на три основные части — внутренний, средний и внешний фены [8]. В 32-м рейсе НИС «Академик Курчатов» литологические исследования проводились в основном на шельфе и континентальном склоне Мозамбика (фиг. 1), находившихся в непосредственной близости к источникам, питающим подводный конус выноса.

О составе осадков, слагающих фен, известно из ранее проведенных работ [8, 9], в том числе и по материалам глубоководного бурения [12].

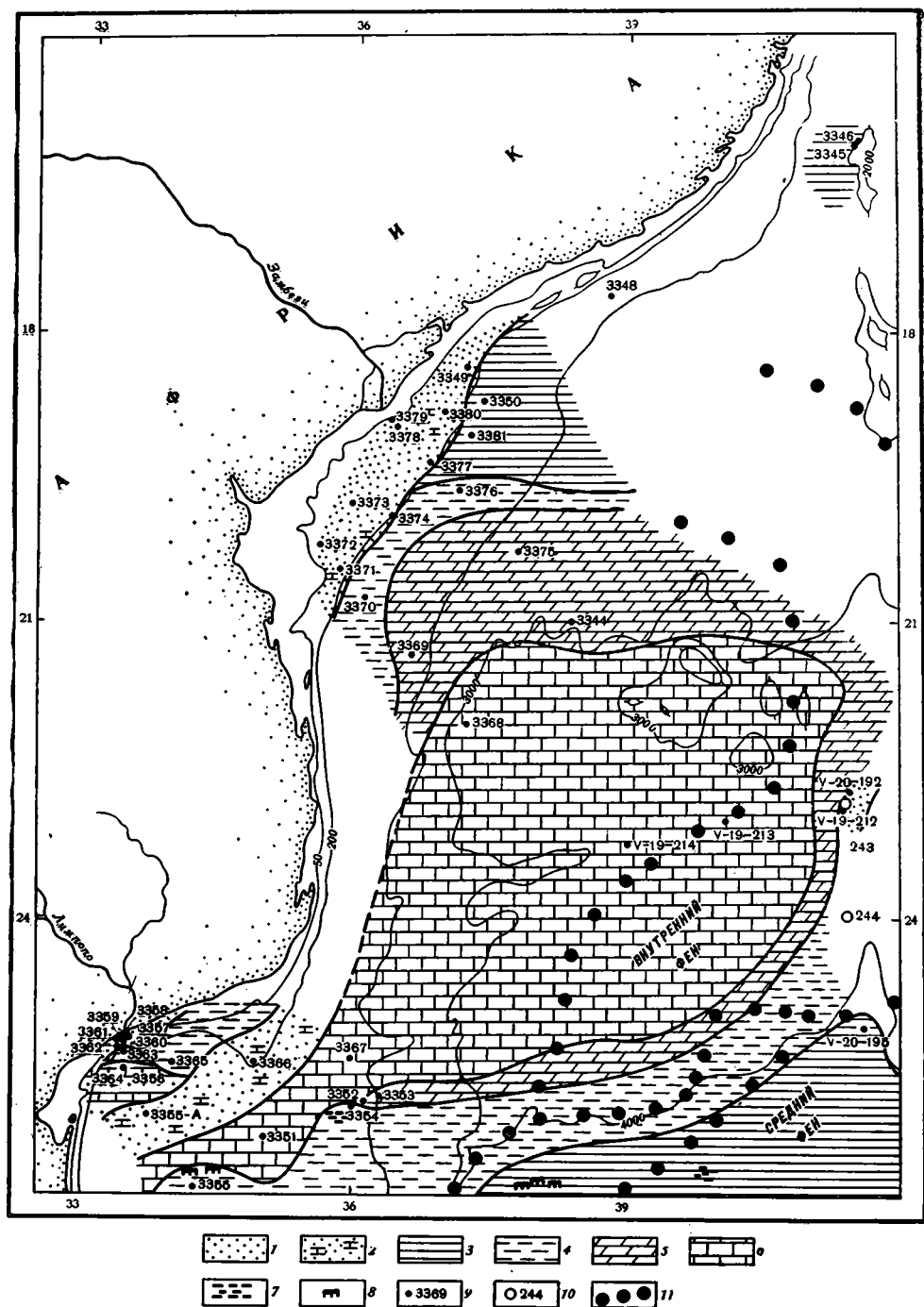
Скважина 248, пробуренная с судна «Гломар Челленджер» на глубине 4994 м в северо-западной части Мозамбикской котловины вблизи восточного склона подводного Мозамбикского хребта, вскрыла осадочную толщу среднего фена. Над базальтовым фундаментом здесь последовательно залегают три литологических комплекса осадков. Нижний (мощность 15 м) представлен пелагическими коричневыми глинами палеоцен-раннеэоценового возраста, второй (мощность ~115 м) сложен вулканогенными гемипелагическими илами и третий, наиболее мощный (~300 м) — терригенными осадками. Формирование мощного слоя терригенных отложений началось в среднем миоцене, когда усиливающийся эпейрогенез на Мадагаскаре и в Юго-Восточной Африке выдвинул эти площади континентов как продуктивные источники осадочного вещества. Терригенный, в том числе и крупнозернистый (гравийно-песчаный) материал сносился в Мозамбикский пролив и далее на юг в котловину. Судя по минеральному составу, материал происходит от разрушения гранито-метаморфического комплекса пород. В осадках обнаружено много кварца, К-полевых шпатов, обломки гранитов, а среди аксессуаров встречены роговая обманка, циркон, гранат, сфен, биотит [12].

В русле Замбезийского каньона (скв. 243, гл. 3879 м) на расстоянии более 800 км от устья р. Замбези встречены крупный песок и мелкий гравий серого и темно-серого цвета. В нем резко преобладают средние и хорошо окатанные зерна кварца (95%), а остальную часть материала составляют полевые шпаты (2%), обломки гранитов и кварцитов (2%), гранат, детрит раковин, плейстоценовые и современные фораминиферы. На фланге каньона (скв. 244, гл. 3768 м) песок и гравий являются только примесью в зеленовато-серой алевритовой глине. Крупнозернистый материал здесь по составу почти такой же, как в русле каньона: 90% кварца, полевые шпаты 5—7%, обломки гранита, раковин и т. д. 3—5%. Состав пелитовой фракции следующий: глинистые минералы 65—75%, аутигенный пирит и карбонаты 2—5%, обломочные минералы (кварц, полевые шпаты, рутил, гранат) — около 25% [12].

Присутствие кварцевых песков в глубоководной области Мозамбикского пролива свидетельствует о продолжающейся в настоящее время транспортировке осадочного материала на весьма дальние расстояния. Это подтверждается и новыми данными, полученными нами в приконтинентальной части Мозамбика (см. фиг. 1).

На шельфе в районе устья р. Замбези широкая полоса песков прослежена приблизительно между 18 и 20° ю. ш. на глубинах от 20 до 90 м. На траверсе р. Замбези шельф покрыт мелко- и среднезернистыми желтовато-серыми кварцевыми песками (табл. 1), содержащими тонкие темно-серые прослои, обогащенные рудными минералами. Глубже (ст. 3377) встречены аналогичные кварцевые среднезернистые пески без темно-серых прослоев. Осадки здесь слабо сортированы, содержат остатки донной растительности. По всей вероятности, эта станция находится на главном пути транзита терригенного материала в глубь океана, и этот участок дна испытывает быстрые динамические изменения больших масс осадочного вещества. Сходные осадки известны по результатам американских исследователей [8] на станциях V19-212 и V20-192 (см. фиг. 1), которые находятся в русле Замбезийского каньона.

В северной части шельфа (ст. 3349, 3380) кварцевые пески среднезернистые и содержат больше раковинного детрита. Отличие гранулометрического состава терригенного материала по сравнению с приустье-



Фиг. 1. Литологическая схема осадков Мозамбикского полигона

1 — пески; 2 — пески карбонатные (раковинные); 3 — глинистые илы (<10% CaCO₃); 4 — слабокарбонатно-глинистые илы (10—30% CaCO₃); 5 — карбонатно-глинистые илы (30—50% CaCO₃); 6 — глинисто-карбонатные илы (>50% CaCO₃); 7 — железомарганцевые конкреции; 8 — корки с железом и марганцем; 9 — геологическая станция 32-го рейса НИС «Академик Курчатов» и ее номер; 10 — скважина бурового судна «Гломар Челленджер» и ее номер; 11 — границы конуса выноса (фена) р. Замбези (по [8, 9])

Гранулометрический состав осадков на Мозамбикском шельфе (данные 32-го рейса НИС «Академик Курчатов»)

Номер станции	Горизонт, см	Глубина, м	Песок	Влажность, %	Содержание, %, по фракциям, мм						
					>1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01
3349	0—4	38	Среднезернистый	18,19	15,88	26,08	38,12	19,14	0,74	—	—
3371	0—5	64	Мелкозернистый	20,49	10,60	13,40	24,92	43,68	4,26	0,29	2,75
3372	0—5	38	»	16,02	7,98	9,76	26,14	55,17	0,55	0,16	0,24
3373	0—5	44	»	16,18	2,13	3,67	27,33	63,07	1,06	0,12	2,61
3374	0—5	72	Среднезернистый	18,66	11,21	28,39	47,14	11,54	0,99	0,12	0,62
3377	0—5	89	»	20,09	4,15	11,92	28,82	26,33	17,90	2,16	8,72
3378	0—10	26	»	14,48	0,92	2,96	58,98	34,74	0,42	0,19	1,77
3379	0—8	20	Мелкозернистый	16,26	0,16	1,03	44,00	51,55	1,07	0,40	1,79
3380	0—7	46	Среднезернистый	12,25	12,90	21,31	39,19	23,99	0,45	0,04	2,11

вым участком, вероятно, связано с тем, что существенная его доля поступает с абразионных берегов. Дно южной части шельфа также покрыто слоем мелкозернистых кварцевых песков со значительной примесью раковинного детрита (ст. 3371, 3372, 3373).

По составу обломочных минералов пески шельфа напротив р. Замбези представляют минералогическую провинцию с высокой концентрацией тяжелых минералов, среди которых доминируют черные рудные минералы, роговая обманка, циркон, гранат (табл. 2, 3). Легкие минералы представлены полевошпатово-кварцевой ассоциацией.

С удалением от берега и увеличением глубины океана наблюдается закономерная смена песков на илистые осадки. Влияние дальности источников также сказывается на вещественном составе осадков — в юго-восточном направлении алеврито-пелитовые и пелитовые илы становятся более карбонатными вплоть до появления глинисто-карбонатных мелкоалевритовых илов (ст. 3368), содержащих >50% CaCO_3 . Минеральный состав крупноалевритовых фракций в верхнем слое осадков характеризуется резким уменьшением концентраций тяжелых минералов и их количественными изменениями (см. табл. 2). Уменьшается содержание рудных минералов, циркона, граната, а относительно возрастает — минералов группы эпидота, пироксенов, в ряде случаев слюд и др. В валовых пробах осадков, по данным рентгенодифрактометрического анализа, терригенные компоненты представлены кварцем, полевыми шпатами, иллитом и монтмориллонитом.

В разрезе колонок смена состава осадков, как вещественного, так и гранулометрического, более сложная и неоднородная на разных участках дна.

В верхней части континентального склона под слоем толщиной 5—20 см слабокарбонатно-глинистых пелитовых илов залегают терригенные пелитовые илы серого цвета (ст. 3370, 3376). Они имеют примесь раковинного детрита песчаной размерности, очевидно, принесенного с меньших глубин. На ст. 3376 (гл. 1420 м) крупный детрит раковин прослеживается на протяжении всей колонки длиной 210 см. Вниз по ее разрезу содержание терригенного материала постепенно увеличивается, и в самой нижней части колонки осадки практически бескарбонатны. Это указывает на то, что влияние выносов р. Замбези ранее здесь было более сильным. К такому же выводу приводят данные по составу осадков на ст. 3375 (гл. 2280 м). Под слоем (0—15 см) алеврито-пелитового карбонатно-глинистого ила обнаружены крупные алевриты со значительной примесью терригенного кварцевого песка, аналогичного выносам р. Замбези.

Колонка 3348 (гл. 1740 м), за исключением верхнего (0—10 см) слоя, почти целиком (от 10 до 200 см) представлена серым глинистым илом брекчированной текстуры. Отдельные участки в ней характеризуются разными оттенками серого цвета, имеют неоднородную плот-

Минеральный состав тяжелой фракции (0,1—0,05 мм)

Стан-ция	Горизонт, см	Глубина, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
3344	0—5	2980	0,20	4,2	25,3	—	19,7	2,8	21,1	1,4	1,4
3348	0—4	1820	0,54	5,2	4,9	1,3	30,5	1,4	16,5	29,6	0,3
3349	0—4	38	6,48	70,9	1,6	1,6	7,7	0,6	8,9	1,0	2,6
3368	0—3	3185	0,28	40,1	1,0	1,7	21,7	0,7	17,4	0,7	2,3
3369	0—10	1580	0,37	17,8	3,5	2,5	35,1	0,8	17,0	8,5	1,1
3370	0—3	1110	1,06	21,9	1,7	0,7	28,5	1,0	18,8	13,2	1,4
3371	0—5	64	4,20	41,5	0,7	1,0	15,9	0,6	28,8	—	5,2
3372	0—5	38	15,93	68,2	0,3	2,4	2,4	0,7	12,1	—	9,3
3373	0—5	44	22,78	59,4	—	2,5	5,0	0,3	11,3	—	14,2
3374	0—5	72	3,42	36,0	—	3,4	19,4	—	30,1	0,7	4,1
3375	0—5	2290	0,54	19,3	6,6	0,9	38,7	0,7	22,5	1,0	1,3
3375	15—18	2280	0,49	22,0	3,7	1,3	32,7	0,7	21,7	4,3	4,7
3376	0—4	1420	2,02	13,2	4,7	1,4	27,7	0,7	12,2	34,2	0,7
3377	0—5	89	10,65	46,2	0,3	0,3	17,8	—	19,4	0,3	6,6
3378	0—10	26	40,36	70,0	—	0,8	5,2	0,6	7,2	0,3	12,4
3379	0—8	20	11,63	72,5	0,4	—	8,3	—	3,6	—	9,1
3380	0—7	46	32,25	68,0	—	0,3	9,8	—	8,8	0,3	6,7
3381	0—3	980	1,88	19,6	3,0	3,3	34,3	0,4	19,6	1,8	4,4

Примечание. I — выход тяжелой фракции; II — рудные черные (ильменит, хромит и др.); III — гидро-
 дот, клинодоэнт, цоэнт; VIII — слюды; IX — циркон; X — апатит; XI — сфен; XII — рутил; XIII — ред
 пород и терригенных карбонатов; XVIII — пироксены моноклинные; XIX — пироксены ромбические; XX —
 щая таблицы составлены по данным 32-го рефса НИС «Академик Курчатов»; аналитик Н. Г. Лозовая.

ность, что легко устанавливается визуально, и содержат обломки мел-
 ководных раковин, иглы ежей, мелкие карбонатные конкреции (раз-
 мером до 1,5 см). Образование этих осадков явно связано с оползне-
 выми явлениями, которые возникали, вероятно, в результате накопле-
 ния относительно больших масс осадочного материала в верхней
 части континентального склона.

Осадки на ст. 3381 (гл. 937 м), судя по составу, образовались в
 процессе лавинного поступления осадочного вещества. Вся колонка
 длиной более 7 м состоит из однообразного серого (в верхней части
 зеленовато-серого) терригенного ила (CaCO_3 менее 3%), который
 сверху вниз постепенно уплотняется. По всей длине колонки рассеяны
 обломки раковин (чаще всего птеропод), на горизонте 65 см встреча-
 ны обломки коралла, а в самой верхней части — растительные остат-
 ки.

Накопление осадков на континентальном склоне местами, несом-
 ненно, было связано с действием турбидитных потоков. В вертикаль-
 ном разрезе карбонатно-глинистых илов на ст. 3369 (гл. 1580 м) име-
 ется несколько интервалов, резко различающихся по гранулометриче-
 скому составу от основной ее части. Так, алевроито-пелитовый ил (гор.
 10—75 см) заканчивается 6-сантиметровым слоем крупного алевроита.
 В следующем слое (гор. 75—270 см), представленном в основном
 алевроито-пелитовым серым илом, четко выделяются несколько интер-
 валов темно-серого цвета (100—110, 115—120, 135; 155—160 см), резко
 обогащенных крупным алевроитом и мелкозернистым песком. Та-
 ким образом, разрез колонки состоит из двухкомпонентных ритмов
 различной толщины (алеврито-пелитовый ил и крупный алевроит), об-
 разование которых проходило в результате различных темпов постав-
 ки осадочного материала и неодинаковой мощности турбидитных по-
 токов.

Отложения суспензионных потоков обнаружены и глубже. На ст.
 3375 (гл. 2280 м) тяжелой трубкой большого диаметра было получено
 всего 18 см осадка. Под верхним слоем пелитового карбонатно-глинисто-
 го ила здесь залегает плотный мелкозернистый кварцевый песок (гор.
 15—18 см); еще глубже (ст. 3344, гл. 2980 м) имеются прослои крупно-
 го алевроита толщиной до 1 см. Юго-западнее этой станции осадки ко-
 лонки 3368 (гл. 3190 м) представлены чередующимися мелкоалеврито-

в донных осадках Мозамбикского пролива, %

X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI	XXII	XXIII
1,4	—	—	—	2,8	—	—	7,0	2,8	—	1,4	4,2	—	4,2
—	0,3	0,3	0,7	0,7	0,3	—	1,9	4,2	0,3	0,6	0,9	—	—
0,3	—	1,0	—	1,3	—	0,3	1,3	0,3	0,3	—	—	—	—
0,7	—	0,3	0,3	2,0	—	0,3	1,0	3,0	1,3	—	5,4	—	—
2,5	0,8	0,3	0,3	0,7	0,8	—	2,1	2,5	2,1	1,0	0,3	—	0,3
1,4	—	0,7	1,3	1,4	0,3	—	3,1	1,7	2,1	0,3	0,3	—	—
0,3	0,7	0,3	—	1,4	0,3	0,7	—	0,7	2,4	—	—	—	—
—	0,3	1,4	1,0	0,3	—	—	0,3	0,7	0,3	—	—	—	—
—	1,1	2,1	—	1,8	0,8	0,3	—	0,3	0,3	0,3	—	—	—
0,7	—	1,0	0,3	0,3	—	—	0,7	2,1	0,7	0,3	—	—	—
0,3	0,3	0,3	0,6	1,0	—	—	3,0	2,3	0,7	—	—	0,3	0,3
0,7	0,7	0,3	0,3	0,7	—	—	2,1	2,3	1,0	—	—	—	—
0,7	0,7	—	0,4	0,4	—	—	0,4	1,1	0,7	0,7	—	—	—
1,3	0,3	0,3	0,3	3,8	0,6	—	0,3	0,8	1,3	—	—	—	—
—	0,3	0,8	—	0,3	0,3	—	0,8	0,6	0,3	—	—	—	—
—	0,7	1,8	—	1,1	0,7	—	—	1,1	0,7	—	—	—	—
1,4	0,3	1,1	—	1,8	0,8	0,3	—	—	0,3	—	—	—	—
1,5	—	1,1	—	1,5	—	—	3,0	5,5	1,1	—	—	—	—

окислы Fe; IV — лейкоксен; V — обыкновенная роговая обманка; VI — волокнистые амфиболы; VII — эпикле (брукит, анатаз и др.); XIV — гранат; XV — турмалин; XVI — ставролит, дистен; XVII — обломки карбонаты аутигенные; XXI — сульфиды; XXII — глаукоцит, фосфаты; XXIII — прочие. Эта и следующая

выми и алеврито-пелитовыми илами различной карбонатности.

Полученные данные свидетельствуют о том, что с выносами р. Замбези тесно связана обширная область Мозамбикского пролива. Верхняя часть континентального склона, так же как и ряд станций, расположенных глубже (ст. 3369, 3375, 3344, 3368), содержит различные по мощности слои обломочного материала, формирование которых во многом зависело и осуществлялось автокинетическим подводным транспортом осадков. По минеральному составу кластический материал, встреченный на изученных станциях, принадлежит кварцевой ассоциации и относится в основном к одному источнику — бассейну р. Замбези. Скорости накопления четвертичных осадков в приконтинентальной области Мозамбика в районе влияния р. Замбези очень высоки — во внутренней части фена > 2 см/1000 лет [8].

Значительно меньшее влияние на осадконакопление в Мозамбикском проливе оказывают выносы р. Лимпопо. По нашим данным, терригенный крупнозернистый материал, поступающий в океан, большей частью распределяется в сравнительно узкой полосе шельфа приблизительно до глубины 50 м. Крупнозернистые кварцевые пески и мелкий гравий обнаружены на станциях 3358, 3361 и 3362 (см. фиг. 1). С увеличением глубины океана содержание песчаного материала в осадках резко сокращается, и на поверхности дна залегают слабокарбонатно-глинистые или карбонатно-глинистые крупные алевриты и алеврито-пелитовые илы (ст. 3356, 3364). Область песков обнаружена также в переходной зоне от шельфа к континентальному склону (ст. 3355-А, гл. 532 м; ст. 3366, гл. 156 м), однако пески здесь почти наполовину сложены биогенным материалом (фораминиферами). В южном и юго-восточном направлениях от приустьевой зоны р. Лимпопо современная седиментация характеризуется малыми скоростями, как, например, в пределах поднятия Алмиранти-Лейти, где сплошной покров рыхлых осадков отсутствует. Осадочный материал провинции Лимпопо слабо проникает в Мозамбикскую котловину — путь ему преграждает подводный Мозамбикский хребет. Только в результате циркуляции вод, имеющих общую направленность с северо-запада на юго-восток, осуществляется некоторая поставка терригенного вещества в область глубоководной котловины. По составу кластических минералов выделить влияние р. Лимпопо в ней довольно трудно. Здесь, как и в терригенно-минералогической провин-

Таблица 3

Минеральный состав легкой фракции в донных осадках Мозамбикского пролива, %

Номер станции	Горизонт, см	Глубина, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
3344	0—5	2980	—	1,3	—	2,3	2,0	1,3	—	87,9	—	3,7	0,9	—	0,3
3348	0—4	1820	—	1,4	6,4	3,2	55,5	23,1	5,0	1,4	—	3,5	0,3	—	—
3349	0—4	38	—	0,3	0,8	1,0	42,6	17,2	4,2	32,4	—	—	0,3	0,6	0,3
3368	0—3	3185	0,7	—	—	1,1	3,7	1,5	—	91,9	—	1,2	—	—	—
3369	0—10	1580	0,7	0,3	—	1,0	7,9	3,0	0,3	82,1	—	4,0	0,7	—	—
3370	0—3	1110	0,3	—	—	1,2	22,0	15,0	0,6	57,5	—	3,3	—	—	—
3371	0—5	64	—	—	—	—	36,5	5,0	2,3	53,5	—	1,5	—	0,8	0,4
3372	0—5	38	—	—	—	0,8	64,3	7,2	6,4	18,9	1,2	0,8	—	—	0,4
3373	0—5	44	—	—	—	—	80,1	13,1	1,1	5,0	—	0,3	—	—	0,3
3374	0—5	72	—	0,3	—	—	53,3	10,6	8,9	26,2	—	0,6	—	—	—
3375	0—5	2290	—	0,7	0,3	0,7	5,4	2,4	0,7	88,2	—	1,3	—	—	0,3
3375	15—18	2280	—	0,3	—	1,0	4,6	2,3	2,3	86,3	—	3,2	—	—	—
3376	0—4	1420	—	0,7	1,0	5,4	20,8	8,1	7,4	52,3	—	4,0	0,9	—	—
3377	0—5	89	—	0,3	—	0,7	71,7	12,9	4,9	8,7	—	0,6	—	—	—
3378	0—18	26	—	—	0,6	0,3	50,7	8,9	4,1	33,9	0,3	1,0	—	—	—
3379	0—8	20	—	—	—	0,9	55,7	13,8	8,5	19,0	—	0,9	—	0,7	0,3
3380	0—7	46	—	0,3	—	0,3	78,1	15,5	2,7	1,7	—	0,6	0,3	—	0,3
3381	0—3	980	1,8	0,6	0,6	1,5	31,7	13,0	2,4	46,2	—	1,5	0,3	—	—

Примечание. I — глинистые частицы; II — слюды бесцветные; III — слюды желтые; IV — слюды зеленые; V — кварц; VI — полевые шпаты; VII — обломки пород и терригенные карбонаты; VIII — фораминиферы; IX — карбонаты биогенные; X — кремнистые частицы; XI — биогенные прочие остатки; XII — карбонаты ксеногенные; XIII — глауконит.

ции Замбези, много ильменита, обыкновенных роговых обманок, эпидота-клиноциозита, а в ряде случаев — циркона, граната, рутила и других тяжелых минералов.

Схемы распределения глинистых минералов в Мозамбикском проливе [8] показывают, что для приконтинентальной области, где расположено устье р. Лимпопо, как и для Мозамбикской котловины, характерны повышенные содержания иллита и пониженные каолинита и смектита. Таким образом, внешний фен, расположенный полностью в пределах Мозамбикской котловины и в основном состоящий из гемипелагических алевритистых глин, турбидитов (а также контуритов) и пелагических осадков, питается терригенным материалом из нескольких источников. Очевидно, эта область представляет смешение кластики четырех основных терригенно-минералогических провинций — Замбезийской, Лимпопо, Мадагаскарской и частично южной провинции открытого океана.

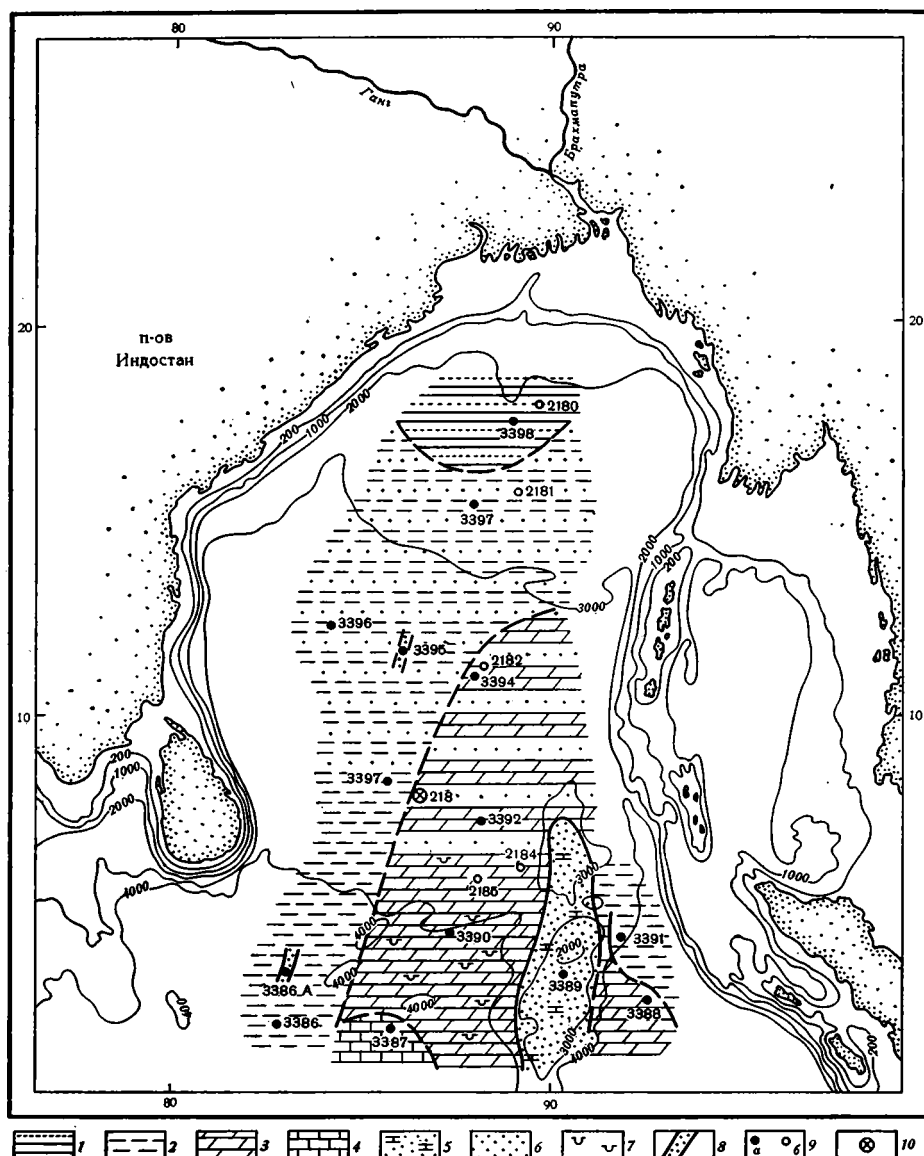
По распределению основных типов осадков и их терригенных компонентов в приконтинентальной области Мозамбика можно выделить две основные зоны. Первая зона включает шельф и верхнюю часть континентального склона Африки у Мозамбикского побережья. Она характеризуется широким развитием различного состава песков и алевритов, формирование которых определяется стоком рек Африки (в особенности р. Замбези). Вторая зона включает среднюю и нижнюю части континентального склона, а также прилегающее к нему подножие, где развиты гемипелагические осадки. В эту зону входит внутренний и часть среднего фена р. Замбези. Судя по составу донных осадков, составляющих верхний слой Мозамбикской приконтинентальной области, основная часть терригенного материала, выносимого р. Замбези, в настоящее время транспортируется вдоль восточной части Мозамбикского пролива.

Основная часть Мозамбикской приконтинентальной области характеризуется высокими темпами поставки терригенного вещества. Но наряду с этим имеются зоны, где влияние речных выносов резко ослаблено (поднятие Алмиранти-Лейти и, вероятно, обширная область склона в восточном направлении от него). Исследования, проведенные в 32-м рейсе НИС «Академик Курчатов», показали, что значительные площади в таких местах не покрыты осадками и на дне обнажаются дочетвертичные породы, на которых развиты марганцевые корки. В этих же областях встречены скопления Fe — Mn-конкреций, иногда имеющих очень высокую плотность — до 37,2 кг/м³ (ст. 3352, гл. 1650 м). Fe — Mn-конкреции были встречены также на ст. 3353 и 3354 (см. фиг. 1), и есть все основания полагать, что конкреционные поля локального типа могут быть на многих участках дна в южной части Мозамбикского пролива, где залегают слабокарбонатно-глинистые и глинистые илы. Эти конкреции были обнаружены в Мозамбикском проливе на нескольких станциях американскими учеными [9].

БЕНГАЛЬСКИЙ КОНУС ВЫНОСА

Бенгальский конус выноса является крупнейшим в мире и занимает площадь ~3 млн. км². Он протягивается приблизительно от 20° с. ш. до 7° ю. ш. и сформирован в результате выносов двух крупных рек — Ганга, дренирующего южный склон Гималаев, и Брахмапутры, в бассейн которой входит большая часть северного склона Гималаев. Слившись в одну речную систему, эти реки ежегодно поставляют в океан 2177,2 млн. т взвешенного осадочного вещества, что составляет около 14% мирового твердого стока рек [4].

Образование Бенгальского фена начиналось в среднем эоцене и к настоящему времени он достиг огромных размеров. По геофизическим данным, мощность осадочного слоя в Бенгальском фене составляет 2,5—3 км, к северу залива она достигает 12 км, а его северное продолжение на суше под континентальным шельфом Бангладеш превышает 16 км [10].



Фиг. 2. Литологическая схема осадков Бенгальского полигона

1 — пелитовые глинистые илы со значительным количеством прослоев алеврита; 2 — слабокарбонатно-глинистые илы; 3 — карбонатно-глинистые илы; 4 — глинисто-карбонатные илы; 5 — мелкозернистые карбонатные (фораминиферовые) пески; 6 — тонкие прослои терригенного алеврита; 7 — примесь кремнистого биогенного материала; 8 — крупнозернистые осадки в руслах подводных долин; 9 — геологические станции: а — НИС «Академик Курчатов» (1981 г., 32-й рейс), б — НИС «Академик Вернадский» (1979 г., 19-й рейс); 10 — скважина бурового судна «Гломар Челленджер»

Довольно полное представление о составе осадков в конусе выноса дает глубоководная скв. 218, пробуренная с судна «Гломар Челленджер» на глубине 3749 м приблизительно в 18 км западнее русла основного подводного каньона (фиг. 2). Бурением пройдено 773 м от четвертичных до среднемиоценовых осадков, которые представлены в основном толщей турбидитов, состоящих из переслаивающихся алевритов, песчаных алевритов, глинистых алевритов и алевритистых глин. Второстепенное значение имеют прослои кокколитовых илов. В пробуренной толще выделены зоны с относительно крупнозернистыми осадками и зоны с более тонкими терригенными илами. Они соответствуют периодам интенсивной (крупнозернистые осадки) и слабой (тонкодис-

персные осадки) турбидитной деятельности. Самые активные периоды выявлены в среднем миоцене, их два — в позднемiocен-раннеплиоценовое время и в плейстоцене. Плейстоценовая активизация турбидитов была приурочена к позднему плейстоцену и связана с выносом терригенного материала в период максимального оледенения и понижения уровня океана [13]. В этот период, по всей видимости, осадочный материал поступал в подводные каньоны, которые были приближены к дельтам рек, и суспензионными потоками переносился по сети подводных русел, а затем распространялся в направлении океана в виде плоских потоков.

Исследованиями, выполненными на 14 станциях в 32-м рейсе НИС «Академик Курчатов», получены новые сведения о составе и образовании донных осадков в Бенгальском конусе выноса (см. фиг. 2).

В северной части Бенгальского залива залегают пелитовые глинистые илы серого цвета с многочисленными прослойками терригенных алевроитов. На ст. 3398 (гл. 2310 м) по всему разрезу колонки длиной 495 см встречены частые тонкие (от нескольких миллиметров до 2 см) прослои, а также небольшие линзы алевроита, сложенного комплексом терригенных минералов, среди которых преобладают кварц, слюды, полевые шпаты. В этих прослоях встречено повышенное содержание тяжелых минералов. Они четко выделяются по более темному цвету, несколько повышенной плотности, а также в некоторых случаях и по наличию плотных алевроитистых комков. Границы прослоев обычно ровные, четкие. Самый верх колонки (0—8 см) представлен пелитовым илом бурого цвета с несколько повышенным содержанием карбонатного материала.

По направлению с севера на юг пелитовые глинистые илы переходят в слабокарбонатно-глинистые. Для колонки 3397 (гл. 2800 м) характерной особенностью является наличие множества тонких (0,2—0,8 см) четко ограниченных прослоев темно-серого мелкоалевровитового ила. Их чередование по вертикали неравномерное, на некоторых интервалах встречаются мелкие (толщиной до 3 мм) плотные аргиллитоподобные пластинки. Только верхний горизонт (0—15 см), представленный пелитовым илом, не содержит включений алевроита.

В колонке 3396 (гл. 3390 м) верхняя часть также сложена коричневым пелитовым слабокарбонатно-глинистым илом, мягким и однородным. Далее вниз по разрезу (длина колонки 217 см) пелитовый серый ил имеет многочисленные более темные тонкие (<1 см) прослойки, линзы и гнезда, представленные более плотным осадком, обогащенным алевроитовым материалом. Некоторые из этих прослоев имеют комковатую структуру.

В образовании осадков, судя по составу полученных колонок, важную роль играл перенос осадочного материала суспензионными потоками разной мощности. Толщина алевроитовых прослоев в одних и тех же колонках различная, неодинаковы также интервалы глинистых илов, разделяющих эти прослои. Очевидно, что режим суспензионных потоков при продвижении их по дну залива менялся. С увеличением глубины, вероятно, они теряли свою мощность и на пути следования оставляли существенную часть осадочного материала, в первую очередь наиболее крупнозернистого. Это находит отражение в том, что в направлении с севера на юг (от ст. 3398 к ст. 3396) толщина прослоев относительно крупнозернистого материала в колонках постепенно уменьшается, а их гранулометрический состав имеет тенденцию изменения от крупных алевроитов к алевроитистым илам.

На ст. 3395 (гл. 3320 м) трубкой большого диаметра получено небольшое количество карбонатно-терригенных алевроитов и тонкозернистого песка бурого цвета. Дночерпатель на этой станции поднял 19-сантиметровый слой пелитовых слабокарбонатно-глинистых илов. По всей видимости, более грубые осадки, полученные трубкой с поверхности дна, свидетельствуют о наличии интенсивного потока осадочного терригенного материала на современной стадии осадконакопления.

Известно, что речные выносы по дну Бенгальского залива транспортируются на юг по нескольким руслам, одно из которых обнаружено на месте ст. 3395. Северо-восточнее (ст. 3394) и юго-западнее (ст. 3396) от нее на поверхности дна залегают пелитовые илы без заметной примеси крупнозернистого материала. Наличие множества алевроитовых прослоев в вертикальном разрезе колонки 3396 говорит о том, что активность потоков осадочного вещества здесь отмечалась в недалеком прошлом (возраст осадков точно не определен).

Факты, свидетельствующие об интенсивном переносе терригенного вещества придонными потоками, были получены и значительно южнее — на ст. 3386-А (гл. 4280 м). В полученных дночерпателями пробах пелитовый глинистый коричневато-серый ил содержит многочисленные мелкие комочки плотной глины, обломки аргиллита, растительные остатки с мелководья и т. п.

Между станциями 3395 и 3396, которые находятся вблизи основного русла современных турбидитов, получены колонка длиной 370 см на глубине 3750 м (ст. 3393). Интересно отметить, что верхняя часть разреза (до 95 см) в этой колонке представлена пелитовыми илами светло-коричневого, а затем серого цвета, и только ниже обнаружено обогащение алевроитовым материалом. В основном это мелкие линзы или линзовидные прослои толщиной несколько миллиметров. Они значительно плотнее вмещающего ила, по вертикали распространены неравномерно. Очевидно, осадки этой станции представляют образование периферийной части суспензионных потоков, деятельность которых в этом месте в последнее время практически не проявляется.

Значительно меньше крупнозернистых (песчано-алевритовых) осадков встречено на станциях в восточной части залива, где распространены карбонатно-глинистые, алевроито-пелитовые и пелитовые илы (см. фиг. 2). Терригенный песчано-алевритовый материал здесь присутствует в виде рассеянной примеси, не образуя отдельных прослоев, линз или другого вида включений. В северной части Восточно-Индийского хребта (ст. 3389) распространены карбонатные осадки с резко пониженными содержаниями терригенных не только обломочных, но и глинистых минералов. На ст. 2184 терригенные минералы не обнаружены, их нет также и на станциях, расположенных южнее [6]. В области распространения глинисто-карбонатных илов в разрезах колонок встречаются комочки и куски аргиллитов, иногда составляющие тонкие прослои резко повышенной плотности. Верхние же части колонок, как правило, не содержат песчано-алевритового материала, что свидетельствует о слабом его поступлении в эту область дна. Ранее отмечалось [1], что осадки Ганга и Брахмапутры в настоящее время отлагаются преимущественно на субэвальной дельте этих рек, и поэтому основное действующее русло, которое к тому же практически не имеет ответвлений на протяжении почти 3000 км, снабжает конус выноса главным образом тонкодисперсными илами.

Другим важным источником глинистого вещества для Бенгальского залива является п-ов Индостан. Результаты минералогических исследований [11] показали, что тонкодисперсный глинистый материал в Бенгальском заливе образует две провинции: каолинит-иллитовую в северной и восточной частях исследованного нами района и монтмориллонит-иллитовую в южной его части. Для выносов Ганга характерны иллит и в меньшей степени хлорит, а монтмориллонит поступает главным образом с восточного побережья Индии.

Литологическая схема (см. фиг. 2), составленная по новым данным, свидетельствует о том, что в настоящее время больше терригенного материала выносятся по западной части залива. Приблизительно до 3° с. ш. нами прослежен песчано-алевритовый материал, связанный с выносами Ганга и Брахмапутры. Из полученных данных также видно, что поставка песчано-алевритового вещества, участвующего в наращивании Бенгальского фена, в современную эпоху снизилась и стала более локализованной.

Литература

1. Керри Дж., Мур Д. Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском глубоководном конусе выноса и Бенгальской геосинклинали.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978, с. 327—339.
2. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
3. Лисицын А. П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6, с. 3—22.
4. Лисицын А. П. Процессы океанической седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
5. Лисицын А. П. Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1982, с. 3—59.
6. Митропольский А. Ю., Мельник В. И., Гожик П. Ф. и др. Процессы современного осадкообразования в Бенгальском заливе.— Препринт Ин-та геол. наук АН УССР. Киев, 1979. 65 с.
7. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 4, с. 3—23.
8. Kolla V., Kosteki J. A., Henderson L., Hess L. Morphology and quaternary sedimentation of the Mozambique fan and environs, south-western Indian Ocean.— Sedimentology, 1980, № 27, p. 357—378.
9. Kolla V., Eittrem S., Sullivan L. e. a. Current-controlled, abyssal microtopography and sedimentation in Mozambique basin, south-western Indian Ocean.— Marine Geol., 1980, v. 34, p. 171—206.
10. Moore D. G., Curray J. R., Raitt R. W., Emmet F. J. Stratigraphic-seismic section correlations and implications to Bengal fan history.— In: Initial reports of the deep-sea drilling project. V. 22. Wash., 1974, p. 403—412.
11. Siddiquie H. N. Recent sediments of the Bay of Bengal.— Marine Geol., 1967, v. 5, № 4, p. 249—291.
12. Simpson E. S. W., Schlich R. e. a.— In: Initial reports of the deep-sea drilling project. V. 25. Wash., 1974, p. 177—286.
13. Von der Borch, Christopher C., Sclater J. G. e. a.— In: Initial reports of the deep-sea drilling project V. 22. Wash. 1974, p. 325—348.

Атлантическое отделение
Института океанологии АН СССР
Калининград,
МГУ

Поступила в редакцию
8.VI.1983

УДК 551.35/550.42 (261.35)

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ
И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ
ЭЛЕМЕНТОВ (В ТОМ ЧИСЛЕ ПОЛЮТАНТОВ) В БАССЕЙНЕ
КУРШСКОГО ЗАЛИВА**

ПУСТЕЛЬНИКОВ О. С.

В настоящей работе к анализу современного осадконакопления в Куршском заливе использован комплексный подход. Литолого-геохимическими, биологическими и другими методами выявляются основные процессы, обуславливающие закономерности формирования и распределения типов донных осадков, дифференциацию осадочного материала и темпы осадконакопления. В этом плане речной сток, гидрологический и биологический режим, рельеф дна, распределение взвеси и донных осадков, а также формирование химического их состава рассматриваются как взаимосвязанные звенья процесса современной седиментации.

Материал для исследований собран в 1975—1981 гг. на судах АН ЛитССР «Артве» и Л-305. Объем исследованного материала показан на фиг. 1. Кроме обозначенных на схеме станций в работе использованы также данные наблюдений в нижнем течении р. Нямунас и в прилегающей части Балтийского моря. Основные показатели гидрологического режима заимствованы из работ [11, 15].

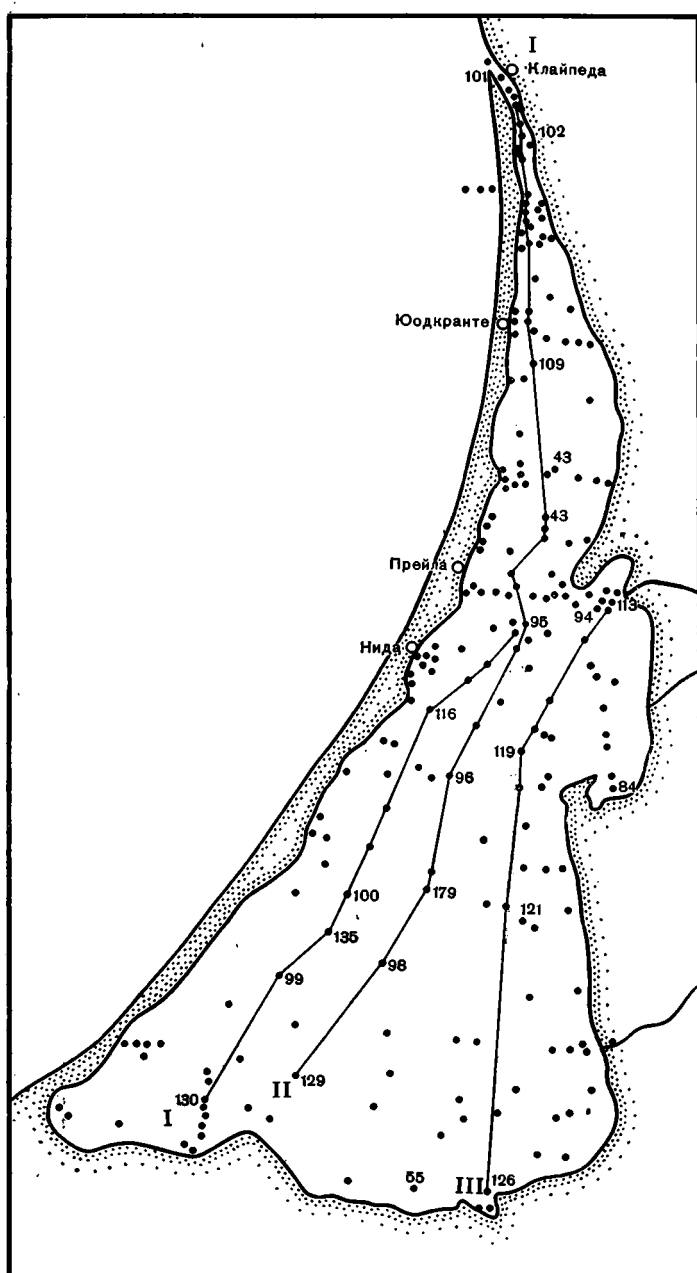
КУРШСКИЙ ЗАЛИВ — КАК СРЕДА ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Куршский залив — пресный, мелководный бассейн, одноименной косяй отделен от Балтийского моря, с которым взаимодействует через узкий Клайпедский пролив. Залив является промежуточным проточным бассейном-отстойником, принимающим сток р. Нямунас (р. Неман) и других более мелких рек. Осадочный материал здесь претерпевает значительную дифференциацию. Поступивший в залив влекомый и взвешенный осадочный материал осаждается, особенно в южной части залива, и частично выносятся в Балтийское море.

Речные воды поступают в Куршский залив с площади 100 458 км², из которых 98% приходится на бассейн р. Нямунас. Средний многолетний (1812—1968 гг.) сток в залив составляет 23,1 км³/год. Распределение его по сезонам неравномерное, с хорошо выраженным весенним максимумом [11]. Ежегодно из залива в Балтийское море вытекает 26,5 км³ воды, приток морской воды в залив равен 5,1 км³. Морская вода прослеживается в северной части залива, иногда проникая на юг до 40 км. Водная поверхность залива равна 1584 км², а всего в его котловине находится около 6 км³ воды. Следовательно, коэффициент годового водообмена равен 4,4, что особенно четко видно в северной части залива.

Течения в Куршском заливе обуславливаются изменяющимся во времени воздействием речного стока, ветра и притока соленых морских вод.

Наиболее постоянное направление поступательных движений водной массы наблюдается в северной части залива. Оно обусловлено стоком в море речных вод бассейна р. Нямунас. Основной поток узкой полосой от устья реки движется к Клайпедскому проливу. Другой, менее мощный поток в центральной части залива направлен к югу. Его возникновению во многом содействует громадная подводная отмель, простирающаяся с юга на север на протяжении около 8 км.



Фиг. 1. Схема станций отбора проб в Куршском заливе
I—I, II—II, III—III — геохимические разрезы

В южной части залива режим течений в основном обуславливается деятельностью ветра, конфигурацией береговой линии и особенностями рельефа. Ветровые течения и волнения играют решающую роль в абразивно-эрозионной подготовке, взмучивании и сортировке уже отложившегося осадочного материала. Вместе с ветровыми течениями, особенно у берегов, они способствуют также образованию потоков компенсационного характера.

Дно Куршского залива представляет собой неглубокую котловину, средняя глубина которой равна 3,8 м, наибольшая — 5,8 м (в открытой южной части) и искусственно углубленная — более 10 м (в Клайпедском проливе). Дно южной части залива является депрессией. Дно и побережье усыпаны валунами — явными показателями активной эрозии, образующей валунно-галечную отмостку моренного субстрата.

Рельеф дна центральной части залива весьма сложен. Он сформирован под воздействием абразионно-эрозионных процессов и выносов р. Нямунас. Рельеф осложняется банками — реликтами моренных возвышений, локальными понижениями и плато, а также флювиальными отмелями типа песчаных баров и холмисто-рытвинными формами, возникающими в результате эрозионной деятельности льдов и паводков.

На востоке залива простирается плато шириной от 2 до 10 км с глубинами до 2 м и на западе — прикосовая ложбина шириной от 0,2 до 1,5 км и глубиной от 2 до 7 м. Формирование плато связывается с аккумуляцией речных выносов и жизнедеятельностью донных организмов и растений. Вблизи Клайпедского пролива оно выклинивается в виде песчаного острова с элементами прибрежно-морского генезиса.

Формирование ложбины обязано прогибанию дна залива в результате выдавливания пластичных четвертичных пород — сапропелей, алевроитов, гиттии. Немаловажную роль в ее становлении играет и вынос осадочного материала мощным выходным потоком водных масс из залива в Балтийское море. Ложбина является основной артерией в процессах водообмена между Куршским заливом и морем. Именно по ней в залив проникают соленые воды.

Анализ приведенных факторов и рассмотрение данных по взвеси и донным осадкам позволяют (по условиям седиментации) разделить Куршский залив на три зоны: южную, северную и разделяющую их центральную. Аккумуляция выносов залива происходит уже в четвертой зоне — приустьевой акватории моря.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И СОСТАВ ВЗВЕСИ

Концентрация взвеси в Куршском заливе колеблется в весьма широких пределах — от 10 до 85,2 мг/л, в среднем 30,3 мг/л (табл. 1). Такие колебания связаны с сезонными и гидродинамическими явлениями, обуславливающими интенсивность абразионно-эрозионных процессов, а также масштабы биопродуцирования вещества в заливе.

Поверхностный слой. Концентрация взвеси в реках составляет 11—54,1 мг/л, в среднем 27,6 мг/л. Наиболее высокие ее значения характерны для верхнего течения рек. Распределение взвеси в заливе контролируется в целом гидрологическими особенностями вод и обуславливается расстоянием от основного источника питания — устья р. Нямунас.

В южной части залива содержание (в среднем 30,2 мг/л) и состав взвеси обусловлены преобладанием автохтонного органического детрита и второстепенным поступлением терригенного материала южным рукавом р. Нямунас — р. Матросовка, а также южной ветвью его основного потока. Концентрация взвеси здесь в целом аналогична ее количеству в реках. Содержание автохтонного детрита составляет 5,9—44,1% (в среднем 26%) всей взвеси. Ему обязано и явное преобладание фракций >0,01 мм как результат агрегирования органических и кремнистых частиц после отмирания планктона диатомовых и синезеленых водорослей. В реках и в южной части залива нередко частицы аллохтонного детрита (5,0—8,1%) — материала размыва заболоченных почв и богатых органическим веществом рыхлых четвертичных пород (торфяников, гиттии и др.). Максимальное количество детрита во взвеси наблюдается в юго-восточной части залива (54,3%), минимальное — близ Куршской косы, где сказывается влияние эолового материала.

Содержание взвеси в северной и центральной (в среднем 31,1 мг/л) зонах в основном контролируется твердым стоком р. Нямунас, что отражается на средних ее концентрациях и преобладающем содержании терригенной взвеси. Максимальные количества взвеси встречены здесь в восточной части залива вплоть до южных окраин г. Клайпеды. Этим объясняются наименьшие глубины, состав донных отложений и наиболее активная эвтрофикация в этой части водоема. Минимальные ее содержания почти повсеместно встречены в северо-западном секторе залива.

Количественное распределение взвеси в бассейне Куршского залива

Место отбора проб	Горизонт *	Концентрация взвеси, мг/л		
		число проб	пределы содержания	средняя
Реки	I	10	11,0—54,1	27,6
	II	5	19,5—40,1	30,6
	III	15	11,0—54,1	28,6
Куршский залив	I	38	10,0—51,4	28,4
	II	35	13,0—85,2	32,4
	III	73	10,0—85,2	30,3
Приустьевая зона Балтийского моря	I	11	2,4—21,8	9,2
	II	10	0,9—6,7	3,7
	III	21	0,9—21,8	6,6

* Горизонты: I — поверхностный, II — придонный, III — среднее в толще вод.

Центральная зона имеет наиболее сложный (переходный) характер. Здесь в основном сказывается взаимодействие стока р. Нямунас и вод Куршского залива, что отражается на сложной конфигурации ареалов распределения взвеси и отдельных ее компонентов. В этой зоне основной поток р. Нямунас расходуется на северную и южную ветви; здесь же расходятся и основные потоки ветровых течений. Это оказывает подчас решающее влияние на современное осадконакопление во всех частях залива. Перемешивание вод способствует максимальному развитию частиц кремнистого детрита (41,4—81,5%) как продукта активной жизнедеятельности диатомового планктона в барьерной зоне река — залив.

Во взвеси этой зоны (как и в р. Нямунас) встречены максимальные содержания фракций $>0,01$ мм, так как в приустьевых участках залива осаждаются наиболее грубый взвешенный материал. Поэтому в северной зоне, куда поступает основная масса терригенной взвеси, отмечается некоторое уменьшение количества грубого материала, особенно в придонном слое вод, где менее всего сказывается влияние биогенной взвеси.

Максимальные количества абиогенного детрита в заливе закономерно распределены в восточной его части. В придонном слое в виде языка четко выделяется зона проникновения твердых выносов р. Нямунас в южную зону седиментации. В приустьевой зоне моря распространение повышенных содержаний терригенной взвеси (43,1—60,5%) во всей толще вод отмечается до 7 км от берега. Абиогенный детрит представлен в основном агрегатами и неопределимыми зернами, обломками карбонатных пород, зернами кварца, плагиоклаза (полевые шпаты), слюды, ильменита-магнетита, пироксенов, амфиболов, кальцита, доломита, гидроокислов железа, глинистых (каолинит, гидрослюда, смешанослойные) и других минералов. Наибольшим разнообразием характеризуется взвесь р. Нямунас и северной зоны залива, куда поступает подавляющее количество материала речных выносов.

В районе г. Клайпеды основной поток взвешенного материала р. Нямунас разгружается, его концентрация заметно падает (до 10 мг/л). В зоне смешивания пресных вод Куршского залива с солеными морскими она уменьшается (в среднем до 9,2 мг/л), что отражает начальные стадии завершения процессов механической дифференциации осадочного материала бассейна Куршского залива. В зоне геохимического барьера река — море в результате выноса этого материала, а также диатомового планктона и активизации геохимических процессов увеличивается содержание фракций $>0,01$ мм и кремнистых частиц (79% на поверхности и 54,8% у дна).

Придонный слой. Концентрация взвеси здесь почти всюду выше по сравнению с поверхностным слоем (см. табл. 1), что обязано перемещению взвеси у дна, агрегации и осадждению частиц под воздействием под-

тока соленых морских вод. Лишь в приустьевой части залива и в прибрежной части моря концентрация взвеси по сравнению с поверхностным слоем уменьшается в 2—3 раза в результате прямого воздействия морских вод и осаждения крупной взвеси в приустьевых участках р. Нямунас.

В придонном слое можно четко проследить влияние основного потока взвешенных выносов Нямунаса на распределение взвеси в центральной и далее в южной зонах седиментации. Здесь встречены максимальные ее концентрации (78,0—85,2 мг/л). В этом отражается селективное влияние различных факторов современной седиментации и в первую очередь ведущая роль гидродинамических процессов, способствующих распространению ареалов максимальных содержаний (54—68,3%) терригенных частиц в центральной зоне.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Сложные условия седиментации и положение залива как отстойника осадочного вещества находят четкое отражение в типах донных отложений, генетически представленных терригенными осадками, иногда со значительной примесью биогенной компоненты. Гранулометрические их типы весьма разнообразны (фиг. 2). Распространение грубообломочных осадков на дне залива зависит от выходов плейстоценовых отложений, интенсивности размыва побережья и дна залива и развития бентосных организмов. Оно сопровождается, как правило, селективным выносом тонкодисперсных частиц. Этот материал представляет собой отмостку, предохраняющую дно от дальнейшего размыва. В некоторых районах (в микропонижениях рельефа дна) исключение составляет ракушник, где среди раковин моллюсков в незначительном количестве встречается тонкодисперсный материал.

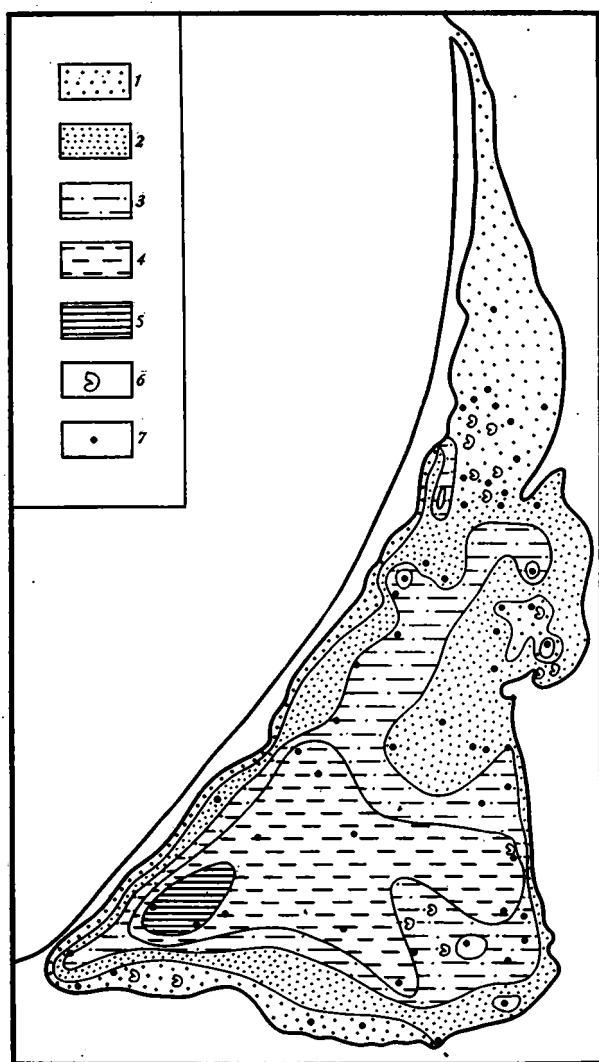
Позднечетвертичные отложения обнажаются в результате размыва дна и представлены торфом и плейстоценовыми гляциогенными отложениями (моренами). В последнем случае в прибрежной зоне южной части залива на поверхность дна образуется отмостка, представленная маломощным слоем остаточных песков и гравийно-галечного материала с крупными валунами, покрытыми литофильными биоценозами (дрейссена и др.). Обнажающиеся на поверхности дна у побережья и местами в открытой части южной зоны залива горизонты торфа образовались во время литоринового моря [3].

Гравийно-галечные отложения развиты на участках дна, где наиболее активны течения и волнения, т. е. в локальных прибрежных зонах и на банках. Выходящие на поверхность дна моренные отложения размываются, тонкозернистые частицы выносятся, а на месте остается гравийно-галечный материал с примесью песчаных частиц и отдельными валунами. Иногда здесь наблюдается большая примесь раковинного материала.

Ракушняк — отложения, сложенные в основном раковинами моллюсков и их детритом, встречается западнее мыса Вентес рагас, на отдельных станциях в районе дельты р. Нямунас и у южного побережья залива. Здесь наиболее благоприятные условия для развития бентоса, раковины которого преобладают над терригенным материалом.

Пески крупные на дне залива имеют ограниченное распространение в южной части залива и на отмелях в районе дельты, содержат значительную примесь гравийно-галечного материала и обломков раковин.

Пески средние на дне залива распространены вдоль южного и западного побережья. Преобладающая фракция (0,5—0,25 мм) в среднем составляет 51,8—57,4% (табл. 2). Среднезернистые пески характеризуются в целом хорошей сортированностью, причем в южном направлении она ухудшается. В этом же направлении увеличивается примесь гравийно-галечного материала. Характерно, что содержание алевроитовых фракций в средних песках не превышает 3% и лишь в плохо сортированных разностях с заметной примесью раковин их количество в отдельных пробах достигает 25%.



Фиг. 2. Схема типов донных осадков
1 — средний песок; 2 — мелкий песок; 3 — крупный алеврит; 4 — мелкоалевритовый ил; 5 — алеврито-пелитовый ил; 6 — раковины моллюсков; 7 — местоположение станций

Пески мелкие наиболее широко распространены на дне Куршского залива. Ими покрыто практически все дно северной зоны седиментации. Эти пески занимают узкую полосу мористее средних песков вдоль Куршской косы, несколько расширяющуюся на юге и более широкую на восточном побережье залива. Обращает внимание последняя языкоподобная зона, связанная с выносом течениями тонкозернистого аллювиального материала в центральную и южную зоны седиментации. В южной зоне эти пески грубее, чем в центральной и северной зонах, что связано с увеличением здесь содержания фракции 0,5—0,25 мм. Отмечается тенденция улучшения сортировки по направлению к северной части залива. Преобладающая фракция 0,25—0,1 мм в среднем составляет 79,8% в северной и 68% в южной зонах седиментации (см. табл. 2). Вдоль Куршской косы увеличивается роль эолового фактора. В генетическом отношении мелкие пески в северной зоне аллювиальные, в южной — абразивно-эрозионные, за исключением северо-восточной части, где распространены аллювиальные разности.

Крупные алевриты распространены в основном в южной зоне седиментации на наиболее отдаленных от берегов участках дна. Отдельные

**Гранулометрический состав донных осадков различных зон седиментации
Куршского залива, % [11]**

Типы осадков	Число проб	Содержание, % по фракциям, мм							Md	So	Зона седиментации
		>1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	<0,01			
Песок средний	13	12,5	6,0	54,2	24,3	2,1	0,9	—	0,35	1,90	I
	14	7,4	7,0	51,8	30,6	1,7	1,5	—	0,32	1,66	II
	2	0,6	7,2	57,4	33,8	0,9	0,1	—	0,31	1,41	III
Песок мелкий	24	4,4	0,9	18,4	68,0	7,1	1,2	—	0,19	1,46	I
	63	5,3	1,5	12,4	70,0	8,6	2,2	—	0,18	1,45	II
	19	3,4	1,5	9,7	79,8	5,0	0,6	—	0,18	1,30	III
Алеврит крупный	6	7,5	2,5	13,4	55,5	18,7	1,3	1,1	0,19	1,53	IV
	8	6,6	2,6	3,0	12,2	43,7	5,1	5,1	0,07	2,10	I
	14	3,3	2,7	6,6	16,4	43,8	22,0	5,2	0,08	2,74	II
	1	6,0	5,1	14,4	19,7	19,9	15,2	19,6	0,09	3,28	III
	19	—	—	—	15,6	70,0	9,9	5,5	0,08	1,38	IV
Ил мелкоалевритовый	10	1,4	0,4	0,5	4,7	17,8	52,7	22,5	0,03	2,39	I
	6	2,4	0,5	1,8	6,0	24,3	51,4	13,6	0,04	2,35	II
	3	2,4	1,8	5,5	11,3	25,6	30,7	22,7	0,05	2,83	III
Ил алеврито-пелитовый	1	—	—	—	0,2	5,6	47,3	46,9	0,01	4,74	IV
	2	3,6	1,0	2,0	1,3	4,2	29,3	58,6	0,009	2,82	I
	2	—	—	—	0,2	5,7	35,7	58,3	0,008	5,68	IV

Примечание. Зоны седиментации: I — южная, II — центральная, III — северная, IV — приустьевая зона Балтийского моря.

пятна этих осадков встречаются в районе побережья Куршской косы. В южном направлении они мельчают, улучшается их сортированность.

Мелкоалевритовые илы распространены в халистатических участках южной зоны седиментации и характеризуются средней сортированностью. Отдельные пятна встречаются в районе дельты р. Нямунас и близ западного побережья центральной зоны. Для них характерно резкое уменьшение песчаных и крупноалевритовых фракций в южном направлении с увеличением содержания мелкоалевритовых частиц в среднем от 30,7 до 52,7%.

Алеврито-пелитовые илы распространены лишь в юго-западной части залива и в прикосовой ложбине (отдельные, узковытянутые пятна). Они характеризуются хорошей сортировкой. В содержании преобладает пелитовая фракция 56,8—60,3%. Примесь более грубого материала (фракции >0,05 мм), представленного в основном биогенным детритом, не превышает 15%. Эти осадки, а также мелкие алевриты сильно обогащены органическим веществом и имеют слабый запах сероводорода.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И АНТРОПОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ

подавляющее большинство химических элементов мобилизуется, мигрирует и аккумулируется независимо от деятельности человека. Наряду с этим массовая урбанизация и индустриализация, интенсификация сельскохозяйственного производства накладывают заметный отпечаток на этот ход, что ускоряет загрязнение и эвтрофирование водоемов, влияет на процессы жизнедеятельности. Познавание распределения элементов, в том числе и загрязняющих, в различных звеньях экосистемы позволяет выявить роль антропогенной компоненты в процессе осадко-накопления, т. е. определить масштабы вмешательства человека в осадочный процесс в этом водоеме.

Содержание $C_{орг}$ в поверхностном слое донных осадков колеблется в пределах 0,05—11,78%, составляя в среднем 2,25% (табл. 3). Максимальные его количества приурочены к южной зоне седиментации, осадки которой по среднему содержанию $C_{орг}$ (3,72%) являются сапропелевидными. Они тяготеют к юго-западной части залива, где распространены наиболее тонкодисперсные осадки — алеврито-пелитовые илы и выходы торфянистых отложений.

Распределение химических элементов в поверхностном слое (0—5 см)
донных осадков Куршского залива, %

Элементы	Южная зона		Центральная зона		Северная зона		Среднее по заливу
	пределы содержания	среднее	пределы содержания	среднее	пределы содержания	среднее	
$C_{орг}$	0,05—10,36	3,72	0,14—7,39	1,23	0,15—11,78	1,83	2,25
$CaCO_3$	0,46—27,30	13,51	0,28—18,12	4,85	0,09—13,64	2,44	7,05
Fe	1,0—4,2	2,6	0,5—2,5	1,4	0,4—0,7	0,6	1,7
Mn	44,0—102,0	76,8	7,0—86,0	52,8	10,0—44,0	23,0	54,6
Zn	30,0—130,0	85,1	8,0—128,0	64,7	16,0—56,0	28,7	63,2
Cu	8,0—26,0	17,6	2,0—22,0	13,3	5,0—14,0	9,3	14,0
Cr	8,0—70,0	44,4	5,0—64,0	29,8	5,0—36,0	11,3	30,8

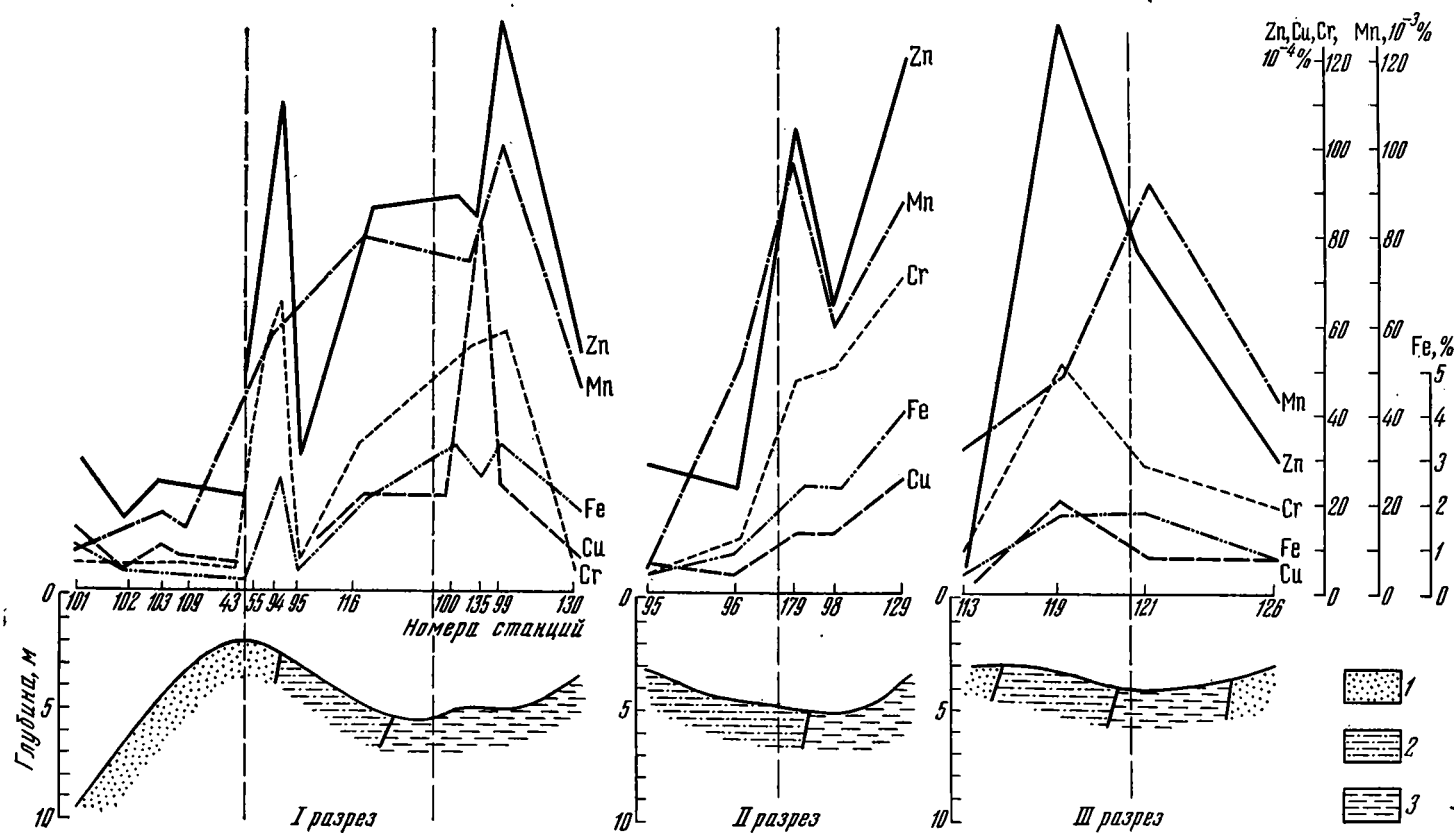
Примечание. Содержание Mn приведено в 10⁻³%, а Zn, Cu и Cr — в 10⁻⁴%.

Прохождение транзитом взвешенного материала способствует минимальным содержаниям $C_{орг}$ в центральной зоне седиментации (1,23%). В северной зоне седиментации, где взаимодействие с солеными водами и увеличение антропогенного влияния способствуют осаждению взвешенного органического вещества, содержание $C_{орг}$ вновь увеличивается (в среднем до 2,25%, а в Клайпедском проливе — до 11,78%).

При сравнении распределения $C_{орг}$ в различных зонах седиментации видим, что в южной зоне его содержание больше, чем в центральной и северной зонах, соответственно в 3 и 2 раза. Такое распределение наглядно подтверждает различия в интенсивности осадконакопления в различных зонах седиментации и приуроченность $C_{орг}$ к тонкодисперсным осадкам. Это четко видно по данным распределения $C_{орг}$ в различных типах донных осадков. Так, средние его содержания увеличиваются от песков (0,83%) до алеврито-пелитовых илов (9,28%) более чем в 11 раз. Такое распределение $C_{орг}$ объясняется высокой продуктивностью акватории южной зоны, быстрым осаждением биогенного детрита на дно и большим количеством аллохтонного органического вещества, приносимого реками и размываемого со дна побережья залива. Алевриты по классификации донных осадков по содержанию $C_{орг}$ являются сапропелевидными, а мелкоалевритовые и алеврито-пелитовые илы — слабо-сапропелевыми. Содержание $C_{орг}$ в заливе значительно выше, чем в Балтийском море [2], что объясняется мелководностью и высокой продуктивностью залива.

Максимальные содержания $CaCO_3$ явно приурочены к южной зоне седиментации (см. табл. 3). В центральной и северной зонах его количество в 2—5 раз ниже. Это объясняется как более высокой продуктивностью бентосных организмов (моллюсков) с известковым скелетом, так и меньшей загрязненностью этой части залива. Отмечающийся широкий диапазон изменений содержаний $CaCO_3$ находит объяснение при анализе его распределения в различных типах осадков. Границы предельных концентраций здесь более узкие, с заметным увеличением абсолютных значений в сторону мелкодисперсных осадков — от 0,09—4,14% в мелких песках до 18,12—31,31% в алеврито-пелитовых илах. Средние содержания изменяются в этом же направлении в 12 раз. Это говорит о том, что преобладающие в заливе биогенные карбонаты по-разному реагируют на агрессивность среды, подвергаются интенсивному измельчению. С другой стороны, в залив с речными водами приносится много терригенных карбонатов, более стойких к растворению, что подтверждается и исследованием взвеси микроскопическим и рентгеноструктурными методами. Осадки Куршского залива в 10—15 раз богаче карбонатом кальция, нежели осадки Балтийского моря [2], что в первую очередь обуславливается различной биопродуктивностью бентофауны водоемов. Осадки южной зоны по содержанию карбоната кальция являются слабоизвестковыми.

Распределение тяжелых металлов в поверхностном слое донных от-



Фиг. 3. Геохимические разрезы поверхностного слоя (0—5 см) донных осадков Куршского залива
 1 — мелкий песок; 2 — крупный алеврит; 3 — мелкоалевритовый ил. Геохимические разрезы (I—III) и номера станций см. на фиг. 1

ложений Куршского залива нами изучено на трех геохимических разрезах (фиг. 3).

На разрезе I—I максимальные содержания Fe, Mn, Zn, Cu, Cr, отмечаются в юго-западной части залива (ст. 99) и вблизи мыса Вентес ра-гас (ст. 84). Максимальные содержания металлов в первом случае (см. разрез II—II, ст. 179, 129) связываются с массовым цветением фито-планктона, сорбирующего микроэлементы из воды, и осаждением дет-рита после отмирания живых особей. Второй причиной такого распре-деления является приуроченность элементов к наиболее тонким осадкам, указывающая на превалирующую роль естественных геохимических про-цессов. Это следует из того, что повышенные концентрации тяжелых ме-таллов здесь отмечаются в донных отложениях мелкоалевритового и пелитового состава. Как известно [2], Zn, Cu, Cr испытывают тесную связь с глинистыми минералами и некоторыми другими тонкодисперс-ными силикатами. Вдали от источников питания, в зоне преобладания песчаных отложений вблизи южных берегов залива (ст. 130), содержа-ние тяжелых металлов вновь заметно падает. Во втором случае резкое повышение содержания металлов на ст. 84, где они достигают макси-мальной концентрации, обусловлено выносом осадочного материала бассейна р. Нямунас и аккумуляцией его вблизи устья. Здесь проходит граница песка с алевритом и мелкоалевритовым илом, что отвечает уменьшению гидродинамической активности выносов.

Распределение металлов в юго-восточной части залива (разрез III—III) обусловлено непосредственной близостью реки и выносом материа-ла через ее рукав р. Скирвите на юг (ст. 119). С другой стороны, мак-симальные концентрации металлов здесь (за исключением Zn) более низкие, чем в юго-западной части. Это связано с более высокой биопро-дуктивностью юго-западной части залива.

Высокие содержания Zn связаны с глинистыми минералами [2], а также с активным его участием в жизнедеятельности планктона, в клетках которого Zn находится в цинкоорганических соединениях. Уменьшение гидродинамической активности выносов р. Нямунас, на наш взгляд, также играет немаловажную роль при обогащении донных осадков Zn (см. 84, 119).

Южная зона седиментации характеризуется максимальными содер-жаниями металлов, в 1,2—1,9 раза превышающими их количество в цен-тральной зоне. Главная роль при этом принадлежит влиянию организ-мов и тяготению элементов к мелкоалевритовым и пелитовым илам. Последнее хорошо прослеживается и по распределению Hg, содержа-ние которого повышается от крупного песка до алеврито-пелитового ила (от 0 до $0,11 \cdot 10^{-4}\%$). В осадках р. Нямунас такая закономерность ино-гда нарушается из-за локального поступления отходов производства целлюлозно-бумажных комбинатов, что подтверждается аномально вы-соким содержанием Hg ($2 \cdot 10^{-4}\%$) в шлаке, поднятом со дна реки (ст. 143, см. фиг. 1).

Северная зона седиментации характеризуется невысокими концент-рациями металлов, обусловленными выносом тонкодисперсного мате-риала в акваторию Балтийского моря.

В центральной зоне (по сравнению с северной) содержание метал-лов повышается для Fe и Mn в 2,7; Zn 2,8; Cu 1,8; Cr 3,0 раза. Концент-рацию металлов в этой зоне определяет непосредственная близость р. Нямунас, осаждение материала которой нарастает в зоне перехода песчаных отложений в алевритовые и алеврито-пелитовые илы. Полу-ченные данные в целом ниже кларков этих элементов в изверженных и частично осадочных породах, почвах, растениях и заметно ниже, чем их содержание в донных осадках и древнеплейстоценовых отложениях Балтийского моря [1, 10].

По результатам приближенного количественного спектрального ана-лиза здесь приводятся сравнительные данные по Mn, Cr, Zn, Cu и вы-являются закономерности распределения других малых и рассеянных элементов (табл. 4).

Химический состав поверхностного слоя (0—5 см) донных осадков Куршского залива по данным спектрального анализа, 10⁻⁴%

Элементы	Южная зона (32 пробы)	Центральная зона (22 пробы)	Северная зона (16 проб)	Среднее по заливу (70 проб)
Mn	854	999	608	843
Ba	330	173	187	248
Sr	86,9	57,3	78,7	75,7
Ti	21,3	18,7	12,9	19,7
V	35,0	23,9	26,9	29,7
Cr	73,7	56,1	50,4	62,8
Ni	27,3	21,2	20,5	23,8
Cu	19,6	13,5	18,3	17,4
Zn	30,8	33,2	27,8	30,9
Pb	21,3	15,0	12,3	17,3
Co	5,7	5,5	3,1	5,0
Sn	4,5	2,4	3,8	3,7
Mo	0,6	0,6	0,7	0,6
Ag	0,2	0,2	0,1	0,2
Zr	306	428	357	356
Ga	11,0	6,3	6,2	8,4
Sc	11,4	4,9	3,6	7,6
La	17,5	13,9	16,1	16,1
Yb	1,7	1,4	1,2	1,6
Nb	4,2	6,8	6,5	5,5
Y	15,7	13,4	12,9	14,3
Li	18,2	15,4	12,3	16,0

Полученные результаты в целом сходны с данными атомно-абсорбционного анализа (Mn, Cr, Zn, Cu), хотя в отдельных случаях расходятся в несколько раз. Это объясняется методическими расхождениями, различием в числе проб и месте их отбора.

Концентрация большинства исследованных микроэлементов в донных осадках северной части залива ниже по сравнению с центральной в 1,1 раза, а в южной части, наоборот, выше в 1,5 раза по сравнению с северной.

От выявленной картины общего распределения элементов отклоняется лишь содержание Zr, Nb, Mn, Zn. Количество этих элементов в осадках центральной части залива превышает содержание микроэлементов в южной и северной частях соответственно для Zr в 1,4; Nb 1,6; Mn 1,2; Zn 1,1 раза. Равномерно по всей площади залива распределяются лишь Ag и Mo.

Содержание микроэлементов в северной части залива повышается лишь в районе, непосредственно прилегающем к акватории Клайпедского порта, что ведет к повышению содержаний элементов (Ba, Sr, V, Cu, Sn и La) в этой зоне седиментации по сравнению с центральной.

Сравнивая кларки микроэлементов морских осадков [2] с полученными нами данными, можно выделить микроэлементы (Zr, Pb, Ga, Y, Ba, Zn, Sc, Li, Ba, Mn) с несколько повышенными концентрациями. Видимо, в этом главную роль играет близость источников питания осадочным материалом и высокая скорость седиментации в заливе. Наши данные в 1,3—15 раз ниже аналогичных средних содержаний этих элементов в донных осадках Балтийского моря [2], что связывается с более тонкодисперсными и разнообразными осадками, к которым тяготеют многие из элементов.

В целом содержание изученных элементов в Куршском заливе не превышает предельно допустимых концентрации для водоемов рыбохозяйственного и хозяйственно-бытового водопользования.

Исследование сорбированных на взвесах радионуклидов ⁹⁰Sr и ²¹⁰Pb позволило установить, что совокупность катионного обмена и адсорбции способствует повышенному их извлечению [4]. Адсорбционный процесс здесь преобладает — сорбция ²¹⁰Pb составляет в среднем 0,42 Бк/л

взвесей, ^{90}Sr 0,034 Бк/л, что характерно для взвесей аллохтонного типа. При наличии автохтонных взвесей величина извлеченного ^{90}Sr увеличивается до 5,1 пКи/л взвесей. Приток соленых вод, однако, в 2—3 раза уменьшает аккумулирующую способность фитопланктона [13].

Среди исследованных отложений наиболее высокими значениями характеризуется ракушняк (28,4 Бк/кг). В данном случае кальций, являясь неизотопным носителем ^{90}Sr , участвует в построении раковин моллюсков и тем самым способствует активному накоплению здесь этого радионуклида. Минимальные концентрации ^{90}Sr определены в алевроитах (в среднем 1,8 Бк/кг). Существенных различий в остальных типах осадков не отмечается. Содержание этого радионуклида увеличивается в глубь верхней толщи осадков.

Концентрация ^{210}Pb в донных отложениях изменяется в зависимости от их типов. Так, максимальное его накопление происходит в алевроитопелитовых илах (в среднем 38,6 Бк/кг), минимальные — в речном аллювии (13,9 Бк/кг). Это обусловлено выносом ^{210}Pb речными водами и осаждением в заливе, а также тяготением этого радионуклида к наиболее тонким осадкам. Об этом свидетельствует прямая зависимость между концентрацией ^{210}Pb в осадках и глубиной как функцией их типа. Следовательно, донные отложения наиболее глубоких станций являются местом депонирования радиоактивных компонентов и могут рассматриваться как источник вторичного загрязнения водоемов.

Приведенные данные показывают, что ^{210}Pb во взвеси и на дне залива накапливается в больших концентрациях, чем ^{90}Sr . Оба исследуемых радионуклида не превышают допустимых содержаний для водоемов хозяйственно-бытового водопользования.

Хлорорганические пестициды представляют собой материал сугубо антропогенной деятельности, отличаются большой стойкостью к воздействию различных факторов внешней среды. Задерживаясь длительное время в почве, пестициды медленно мигрируют в конечные водоемы стока, проходя ряд звеньев миграции (эрозия почвы, поверхностный и речной стоки). Достигнув конечных водоемов стока, особенно под воздействием морских вод, значительная часть этих веществ постепенно разлагается, накапливается гидробионтами, сорбируется взвесями и осаждается на дне.

Прекращение использования ДДТ и его метаболитов отразилось на их количестве в воде и донных осадках водоемов. Так, по данным [6], в воде р. Нямунас, в заливе и в море остатков ДДТ не встречено. В единичных случаях встречены минимальные количества (2,5—80 мкг/м³) его метаболитов (ДДД и ДДЕ). В донных осадках залива их концентрация также незначительна и колебалась в пределах 0,9—75,4 мкг/кг. При этом наиболее часто встречен метаболит ДДЕ как одно из последних звеньев разложения пестицида ДДТ.

Совершенно иная картина наблюдается при распределении линдана. При миграции этого пестицида от истоков до устья реки его концентрация в воде заметно увеличивается. В заливе как накопителе материала речного стока среднегодового содержание линдана в 5 раз превышает его содержание в речных водах. При этом наблюдается четкая закономерность и в сезонном распределении этого пестицида: минимальные количества встречаются летом при наименьшем речном стоке, а максимальные ранней осенью, когда начинается осенняя подготовка к новому урожаю. Причем осенью в южной части залива эти содержания в 2—3 раза больше, чем в центральной и северной частях залива, что ассоциирует с распределением линдана в р. Матросовка, воды которой поступают в южную часть залива. Весной же, когда основная масса речного стока р. Нямунас движется по ее рукавам — рекам Атмата и Скирвите, максимальные содержания исследуемого пестицида встречаются в северной части залива. Здесь аномально высокие количества линдана встречены в районе Клайпедского порта, что объясняется его поступлением с промышленными отходами и с водами р. Дане.

В морской воде содержание линдана по сравнению с заливом резко

снижается. Сорбция линдана взвесью органического генезиса способствует извлечению его из воды и осаждению на дне.

Его распределение по типам донных осадков весьма наглядно показывает влияние динамики вод и наносов, что связывается с приуроченностью максимальных его концентраций к мелкоалевритовым илам (мелким алевритам), тяготеющим к склонам глубоководных (60—84 м) впадин. Именно здесь прекращается активное волновое воздействие, и наиболее крупные частицы, сорбировавшие этот пестицид, осаждаются на дне моря. Песчанистые осадки, сорбционная способность и поглощательная емкость частиц которых заметно ниже, чем у мелкоалевритовых и пелитовых частиц, содержат незначительное количество пестицида.

СКОРОСТИ СОВРЕМЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ И МИГРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА ПРИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗЕ

Различная гидродинамическая и батиметрическая обстановка, неоднородность физико-химических свойств толщи вод и другие специфические характеристики исследуемой акватории способствуют неоднородности хода процессов современного осадконакопления.

Южная зона седиментации аккумулирует наиболее тонкий материал южной ветви выносов Нямунаса и автохтонное биогенное вещество, характеризуется широким развитием мелкоалевритовых и алеврито-пелитовых илов в наиболее глубоких участках залива. В мелководной части встречаются крупные алевриты и песчано-гравийные отложения. Здесь же в наибольших количествах отлагаются химические элементы, в том числе и поллютанты, тяготеющие к тонкодисперсным осадкам. Максимальны содержания и органического вещества, способствующего возникновению кислородной недостаточности и застойности придонных вод. В южной части этой зоны часты биоценозы моллюсков *Dreissena polymorpha*.

Центральная зона характеризуется максимальным влиянием выносов р. Нямунас, большой неоднородностью рельефа, сложностью гидродинамической обстановки. Весьма неравномерно и распределение типов донных осадков, отличительной чертой которых является заметное поглубение по сравнению с южной зоной. Здесь преобладает мелкий песок, а в наиболее глубокой части этой зоны — крупный алеврит. На возвышенных отменях развиты средние пески. Часто встречаются мертвые ракушки *Dreissena*. В этом сказывается влияние антропогенной деятельности, продукты которой поступают с речным стоком р. Нямунас. Вынос основной части тонкодисперсного материала на север способствует поглубению донных осадков, а следовательно, и уменьшению содержания в них тяжелых металлов, пестицидов и др. В воде содержание этих компонентов иногда другое, что приводит к ряду изменений в количестве и качестве гидробионтов.

Северная зона характеризуется преобладающим распространением песчаных отложений, кроме узкой полосы вдоль Куршской косы, где проходит фарватер и отмечаются максимальные естественные глубины этой части залива. Такое распределение донных отложений обусловлено дифференциацией материала р. Нямунас, в результате чего наиболее тонкие дисперсные частицы выносятся в Балтийское море либо под воздействием подтока соленых вод аккумулируются в прикосовой ложбине. Содержания практически всех изученных нами элементов здесь минимальны, за исключением акватории Клайпедского порта, где наблюдаются аномалии. Повышены в этой зоне и содержания в воде хлорорганических пестицидов, нефтепродуктов и других поллютантов, что обусловлено антропогенной нагрузкой на столь специфические условия седиментации и гидрологической обстановки. Это весьма усложняет условия обитания гидробионтов, заметно уменьшает количественное их распределение.

На процессы современной седиментации в приустьевой акватории Балтийского моря определенное влияние оказывают выносы Куршско-

Баланс осадочного материала бассейна Куршского залива

Параметры	Приход					Расход			
	речной сток	поступление с моря и атмосферы	продуцирование организмами	абразия берегов, эрозия дна и эоловый перенос*	всего	вынос в море	осаждение на дно	растворение и минерализация	всего
Жидкий сток, км ³ /год	23,1	3,4	—	—	26,5	26,5	—	—	26,5
Концентрация взвеси, мг/л (тыс. т/км ³)	28,6	6,6	—	—	—	16,0	—	—	—
Терригенный материал, тыс. т/год	397,0	7,2	—	50	454,2	117,0	337,2	—	454,2
Биогенное вещество, тыс. т/год	263,6	15,3	610,2	3	892,1	307,0	62,0	523,1	892,1
Всего осадочного материала, тыс. т/год	660,6	22,5	610,2	53	1346,3	424,0	399,2	523,1	1346,3

* Данные получены по предварительным расчетам размыва берегов абразионных участков залива и выноса эолового материала незащищенных лесом дон.

го залива, что заметно изменяет привычную схему типов осадков на расстоянии до 40 км от устья Клайпедского пролива [2, 11]. Заметное влияние при этом оказывают геохимические процессы в зоне естественного барьера залив — море. В исследуемом районе довольно четко можно проследить две зоны седиментации — прибрежную и глубоководную.

Прибрежная зона характеризуется распространением грубозернистых отложений (песок, песчано-гравийная смесь, галька) и сложной гидродинамической обстановкой. Она простирается до глубины 30 м. Затем несколько глубже зоны активного волнового воздействия (35—45 м) распространены мелкопесчаные и крупноалевритовые отложения, охватывающие зону, где не происходит активного осадконакопления. Толща донных осадков здесь стабильна, кроме того, наблюдается обилие бентоса — пищи для рыб.

Зона глубоководной седиментации начинается с глубины 50 м, где широко развиты мелкоалевритовые, а глубже 70 м и алеврито-пелитовые илы, заметно обогащенные органическим веществом и многими исследованными нами химическими элементами, в том числе и поллютантами. Здесь можно проследить пути миграции осадочного вещества Куршского залива, четко проявляющиеся по распределению хлорорганических пестицидов [6]. Наличие повышенных количеств микроэлементов и поллютантов, а также затрудненные условия аэрации осложняют и развитие жизни.

Каковы же скорости и масштабы миграции вещества в процессе современной седиментации? Основываясь на полученных ранее данных [10, 17], мы рассчитали абсолютные массы материала, поступающего со взвешенным стоком рек бассейна в Куршский залив и выносимого из него в Балтийское море (табл. 5).

Подавляющее количество терригенного материала поступает в залив с речным стоком в составе взвешенного вещества. Оно составляет 397,1 тыс. т/год (87,4%). Из моря и с атмосферными осадками поступает лишь 7,2 тыс. т (1,6%). Материал размыва берегов и дна, а также эоловый песок по ориентировочным подсчетам составляет 50 тыс. т¹ (11%).

Биогенное вещество аллохтонного и автохтонного генезиса поступает в залив с речным стоком в количестве 263,6 тыс. т (29,5%), с моря и из атмосферы 15,3 тыс. т (1,7%), в результате размыва берегов и дна

¹ На наш взгляд, эта цифра при более детальных исследованиях может увеличиться. Более высоким должно быть и поступление речного терригенного материала, так как нами не учтены влекомые наносы.

Модули поступления, аккумуляции и транзит осадочного материала в Куршском заливе

Материал	Поступление		Аккумуляция			Вынос в море		
	тыс. т	модуль, т/км ²	тыс. т	модуль, т/км ²	% поступ- ления	тыс. т	модуль, т/км ²	% поступ- ления
Терригенный, в том числе:	454,2	286,8	337,2	212,9	74,2	117,1	73,9	25,8
а) речной	397,0	250,7	—	—	—	—	—	—
б) абразионно-эрозион- ный и эоловый	57,2	36,1	—	—	—	—	—	—
Биогенный, в том числе:								
а) автохтонный	610,2	385,2	—	—	—	—	—	—
б) аллохтонный	281,9	178,0	—	—	—	—	—	—
Всего	1346,3	850,0	399,2	216,8	25,5	424,1	267,7	49,9

~ 3 тыс. т (0,3%). В основной массе биогенное вещество (автохтонное) продуцируется непосредственно в заливе и после отмирания организмов осаждается на дне, а также идет на обеспечение биологического цикла круговорота вещества.

Продукция биогенного материала рассчитана на основе наших наблюдений [9] с привлечением литературных данных [12, 14] и составляет 610,2 тыс. т/год (68,5%). Подавляющее количество биогенного вещества (523,1 тыс. т, или 58,6%) участвует в круговороте и лишь около 7% (62 тыс. т) его осаждается на дне залива, участвуя в начальных стадиях седиментогенеза.

Относительно большое количество биогенного материала (307 тыс. т, или 34,4%) выносится в Балтийское море, способствуя тем самым активизации процессов жизнедеятельности в зоне приустьевых геохимического барьера залив — море.

Терригенный материал в основном осаждается на дне Куршского залива (337,2 тыс. т, или 74,2%) и лишь 117 тыс. т (25,8%) поступает в Балтийское море.

Полученные данные показывают общее преобладание терригенного процесса (84,5%) в современной седиментации. Биогенное вещество (15,5%) является могучим энергетическим фактором процессов жизни, а вместе с тем и очищения водоема от загрязнений.

На основе приведенных выше данных получены модули поступления, аккумуляции и транзита осадочного материала в Куршском заливе (табл. 6).

Сравнение модулей поступления терригенного и биогенного материала указывает на преобладание процессов биогенного характера и высокие темпы продуцирования органического вещества. Сравнение модулей аккумуляции отмеченных выше компонентов осадочного вещества говорит о незначительной в целом роли биогенного процесса в современном осадконакоплении в Куршском заливе. Модель аккумуляции, однако, в 4—5 раз интенсивнее, чем в Балтийском море [17], где выносятся 25,8% всего поступающего за год терригенного и 34,4% биогенного материала. В целом в море поступает 49,9% осадочного вещества Куршского залива. Почти 60% поступающего за год биогенного материала идет на потребности биогеохимического круговорота вещества.

Полученные данные позволили рассчитать скорость современного осадконакопления. Она в среднем по заливу составляет 1,39 мм/год, или 139 см/1000 лет (1390 Б).

Неравномерно поступаая в различные зоны седиментации, осадочный материал по-разному и аккумулируется. Наиболее интенсивно заполняются осадками южная и центральная зоны седиментации с преобладающими глубинами более 3 м. Эта акватория занимает 60% (950 км²) поверхности Куршского залива. По предварительным расчетам здесь отлагается до 80% всего осадочного материала бассейна, осаждающегося в Куршском заливе, что составляет 319,4 тыс. т. Зона наиболее ин-

тенсивной седиментации тонкодисперсных осадков занимает акваторию с глубинами более 3 м площадью около 70% (665 км²) всей площади южной и центральной зон седиментации. Скорость седиментации здесь соответственно увеличивается до 2,7 мм/год, или 270 см/1000 лет, что в 1,5—4 раза выше скоростей седиментации в Балтийском море, определенных ранее [5, 16, 17].

Следовательно, при высоких средних скоростях седиментации (1,39 см/1000 лет), средней глубине залива 3,8 м, без учета процессов дифференциации вещества (уплотнения, обезвоживания, деструкции и т. д.), чаша залива заполнилась бы осадками менее чем за 3 тыс. лет. Однако, согласно данным [7], берега Куршского залива в течение 1902—1970 гг. погружаются на 1—2 мм/год (т. е. 100—200 см/1000 лет). Таким образом, происходит компенсация накопления осадков опусканием берегов и дна.

Литература

1. *Войткевич Г. В. и др.* Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970, с. 270.
2. *Геология Балтийского моря.* Вильнюс: Мокслас, 1976. 377 с.
3. *Гуделис В. К.* Геологические и физико-географические условия залива Куршю Марес и территории, окаймляющей залив.— В кн.: Куршю Марес. Вильнюс, 1959, с. 7—46.
4. *Душаускаене-Дуж Р. Ф., Пустельников О. С.* Взвесь и ее роль в извлечении радионуклидов ⁹⁰Sr и ²¹⁰Pb из воды зал. Куршю Марес и р. Нямунас.— Тр. АН ЛитССР. Сер. Б, 1983, т. 1 (134), с. 73—77.
5. *Иванова Т. Р., Купцов В. М.* Скорости осадконакопления в Балтийское море по данным свинцового метода.— В кн.: Современные проблемы морской геологии. Т. 2. М.: Наука, 1980.
6. *Кондратас А. Р., Пустельников О. С., Репечка М. А.* Хлорорганические пестициды, их миграция и накопление в донных осадках.— Тр. АН ЛитССР. Сер. Б, 1981, т. 4 (125), с. 119—130.
7. *Победоносцев С. В.* Вертикальные движения берегов Рижского и Куршского заливов Балтийского моря, определенные по равномерным данным.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту: 1973, с. 314—318.
8. *Пустельников О. С.* Баланс осадочного материала и скорости современного осадкообразования в Балтийском море.— Baltica, 1977, т. 6, с. 155—160.
9. *Пустельников О. С.* К вопросу о темпах современной седиментации в Куршском заливе Балтийского моря.— В кн.: Достижения и перспективы геологического изучения Литовской ССР. Вильнюс: 1978, с. 99—100.
10. *Пустельников О. С., Янковский Х. И.* Mn, Zn, Pb, Cu, Co, Cd в верхнем слое донных осадков Финского залива.— Тр. АН ЛитССР. Сер. Б, 1982, т. 2 (129), с. 57—66.
11. *Репечка М., Пустельников О., Червинскас Э.* Современное осадконакопление в Куршском заливе.— Научн. тр. вузов ЛитССР. География. Вып. XVI. Вильнюс: Мокслас, 1980, с. 28—73.
12. *Федосов М. В., Зайцев Г. Н.* Водный баланс и химический режим Балтийского моря и его заливов.— Тр. ВНИРО, 1960, т. XI, вып. 2, с. 7—44.
13. *Физиолого-биохимические основы развития планктонных организмов в северной части залива Куршю Марес.* Вильнюс: 1978. 324 с.
14. *Юрвичюс Ю., Уселите Э.* Исследования первичной продукции планктона залива Куршю Марес.— В кн.: Первичная продукция морей и внутренних вод. Минск: 1961, с. 90—96.
15. *Kuršių marios.* T. I, ir 2. Vilnius. Mokslas, 1978. 168 p.
16. *Niemisto L., Voipio A.* Studies on the recent sediments in the Gotland deep.— In: Merentutkimus laitoksen julkaisu. Helsinki, 1974, № 238, p. 17—32.
17. *Pustelnikov O. S.* Geochemical features of suspended matter in connection with recent sedimentation processes in the Baltic sea.— Ambio spec. rep., 1977, № 5, p. 157—162.

Институт зоологии и паразитологии
АН ЛитССР
Вильнюс

Поступила в редакцию
14.VI.83.

УДК 551.35(268)

ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В ЧУКОТСКОМ МОРЕ

ПАВЛИДИС Ю. А., ИОНИН А. С., МЕДВЕДЕВ В. С.

Статья посвящена анализу условий осадконакопления, источников седиментационного материала, скоростям и объемам осадкообразования в Чукотском море. Установлено, что для компенсации накопления глинистого ила в центральной части бассейна на протяжении последних 5000 лет необходим ежегодный привнос взвешенного вещества не менее 65 млн. т. Подсчитаны скорости осадконакопления в Центрально-Чукотской котловине, общие абсолютные массы осадков и абсолютные массы основных компонентов осадков (Fe , $\text{SiO}_{2(\text{аут})}$, $\text{C}_{\text{орг}}$). Делается вывод о лавинном характере седиментации в бассейне Чукотского моря.

В 1978—1981 гг. в Чукотском море и в сопредельных с ним бассейнах проводила свои исследования Полярная северо-восточная экспедиция Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР совместно с Провиденской Гидробазой ГП ММФ СССР на гидрографических судах «Дмитрий Лаптев», «Вега» и ледоколе «Георгий Седов». Целью исследования было получение данных о геологических структурах, их новейших вертикальных движениях, взаимосвязи процессов морфолитогенеза и седиментогенеза, о направленности и интенсивности осадконакопления, а также о плейстоцен-голоценовой истории развития континентальной окраины Северо-Востока СССР — региона, известного под названием «Берингия» [9].

Типично шельфовое Чукотское море расположено в арктической климатической области, что определяет характер мобилизации и сноса с суши обломочного материала. Питание бассейн получает в основном за счет терригенного сноса. Особенности климата в Восточной Арктике обуславливают определенный тип выветривания (морозное), когда в условиях относительно сухого климата на водоразделах образуются лишь щебнистые россыпи, формирующие поверхность каменистых тундр. Морозное выветривание, связанное с растрескиванием пород при замерзании воды в трещинах, происходит наиболее интенсивно в те сезоны года, когда наблюдаются частые переходы температуры воздуха через 0°C . В зимние месяцы этот процесс приостанавливается.

Помимо морозного выветривания, которое подготавливает материал для переноса, на водосборных площадях Чукотского моря, как, впрочем, по всему арктическому побережью, происходит транспортировка материала вниз по склонам, связанная с процессами солифлюкции — стекания насыщенной водой почвы при оттаивании верхнего деятельного слоя вечной мерзлоты. Процессы солифлюкции поставляют в долины и непосредственно в прибрежную зону обломочный материал, причем не только в форме дресвы и щебня, но и в виде глинозема, образующегося в деятельном слое.

Вечная (многолетняя) мерзлота является мощным фактором, определяющим ход начальных стадий осадкообразования в арктических бассейнах [5]. Для северной и центральной Чукотки мощность толщи вечномерзлых грунтов достигает 200—300 м, поэтому здесь практически исключена деятельность грунтовых вод. Вынос растворенных солей возможен только из деятельного слоя почвы в период его оттаивания. Толщи горных пород, лежащие ниже деятельного слоя, являются как бы консервированными, не подвержены процессам выветривания.

Наличие вечной мерзлоты, избыточное увлажнение деятельного слоя почвы, его низкая температура и длительный период замерзания замедляют химические и биохимические процессы почвообразования. Окисли-

тельные процессы в этих условиях в почвенном слое в значительной степени заторможены. Поэтому в нем основной химический процесс — восстановление Fe и Mn с образованием закисных форм. В почве активизируется деятельность анаэробных бактерий, использующих кислород органического вещества и окислов. Образуется так называемый глеевый горизонт, насыщенный закисными легко подвижными соединениями железа. Глеевые почвы легко размываются и являются источником разнообразного по крупности материала, от щебнистого до глинистого.

Таким образом, на водосборах Чукотского моря мобилизация обломочного материала происходит как за счет процессов механического (морозного) выветривания, так и процессов, протекающих в верхнем деятельном слое вечномёрзлых пород. В результате в сферу переноса вовлекается грубообломочный щебнистый материал, песчаный материал, поступающий от разрушения кристаллических пород различного петрографического состава, и алевроито-глинистый материал. Кроме того, в бассейн выносятся растворенные соединения, в частности соединения Fe и Mn.

О величине твердого стока рек в Чукотское море нет достаточно точных данных. Поэтому приходится оперировать приближенными величинами. Среди главных особенностей физико-географической обстановки, влияющих на твердый сток, отметим следующие. Во-первых, все реки как на Чукотке, так и на Аляске текут в единой природной зоне — тундровой, вследствие чего находятся в сходных климатических условиях (наличие вечной мерзлоты, почвообразовательные процессы, характер растительного покрова и т. п.), что позволяет пользоваться различного рода сопоставлениями и аналогиями в условиях малоизученного в гидрологическом отношении региона. Во-вторых, все реки имеют сходный режим питания — снеговой с резким преобладанием стока в весенне-летний период. В-третьих, вследствие повсеместного развития вечной мерзлоты в формировании терригенного стока принимают участие только верхние горизонты почвы (деятельный слой).

Основываясь на данных по орогидрографии водосборов Чукотского моря, следует выделить на Чукотке водосборный бассейн р. Амгуэма и водосбор многочисленных рек и речек северного побережья полуострова от м. Якан до м. Дежнева (без р. Амгуэма) ¹. Кроме того, здесь необходимо упомянуть водосбор Колючинской губы, являющейся ловушкой седиментационного материала. На Аляске следует иметь в виду общий водосборный бассейн западного побережья от м. Принца Уэльского на п-ове Сьюард до м. Барроу. В табл. 1 приведены данные о среднегодовом стоке с этих водосборов в Чукотском море, а также данные по трем крупным рекам, впадающим в бассейн Чирикова (Юкон, Анадырь и Кукоквим), необходимые в дальнейшем для определения количества терригенного осадочного материала, поступающего в Чукотское море.

Мутность рек Чукотского полуострова определена ориентировочно. В течение года она колеблется от 25 до 100 г/см³, составляя в среднем 50 г/м³ [5]. Среднегодовая мутность рек Анадыря и Амгуэмы немного выше (до 75 г/м³). Зная жидкий сток рек и их мутность, легко определить среднегодовой сток взвешенного вещества. Для Амгуэмы он оказался равным 0,5 млн. т, так же как и для всего северного побережья Чукотки, если исключить взвесь, которую перехватывает Колючинская губа.

Общий водосбор рек западного побережья Аляски составляет 145 000 км², водосбор р. Кукоквим 160 000 км², а жидкий сток этой реки — 44,6 км³. Если рассчитывать жидкий сток пропорционально водосборам, то для рек, стекающих в Чукотское море с Аляски, он должен был бы составить примерно 40 км³, однако мы берем для расчетов несколько меньшее значение — 30 км³. Мутность относительно небольших

¹ Площади водосборов рассчитывались по гипсометрической карте СССР масштаба 1 : 2 500 000 в прямой равнопромежуточной конической проекции В. В. Каврайского, на которой изоколы масштаба площадей на широте 70° равны 1,05, что позволяет преобразовать поправкой.

Данные о среднегодовом стоке в Чукотское море и бассейн Чирикова

Река или группа рек	Площадь водосборного бассейна, км ²	Жидкий сток вод, км ³	Ориентировочная среднегодовая мутность, г/м ³	Взвешенный сток, млн. т	Минерализация, г/м ³	Растворенный сток, млн. т
р. Амгуэма	29 500	6,2	75	0,5	100	0,6
Реки северного побережья Чукотки (без р. Амгуэмы)	63 500	11,0	50	0,6	100	1,1
Реки Колючинской губы	13 750	2,4	50	0,1	50	0,1
Реки западного побережья Аляски	245 000	30,0	50	1,5	100	3,0
р. Юкон	855 000	185,0	479	88,0	135	25,0
р. Анадырь	234 000	40,7	75	3,1	50	2,0
р. Кускоквим	160 000	44,6	100	4,5	100	4,5

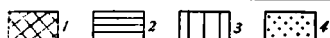
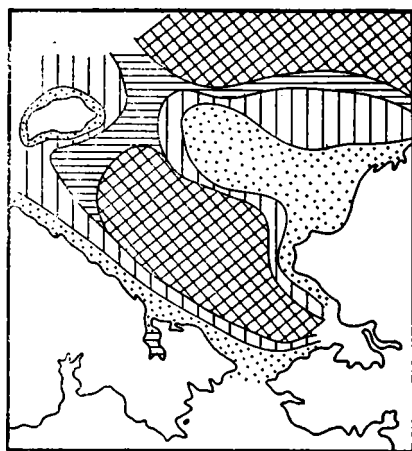
рек этого района принимаем такую же, как и для чукотских рек, — 50 г/м³. В результате общий взвешенный сток с западного побережья Аляски в Чукотское море будет исчисляться в 1,5 млн. т/год. Таким образом, вынос взвешенного вещества в бассейн Чукотского моря как со стороны Чукотки, так и с Аляскинского побережья ориентировочно составляет всего 2,5 млн. т/год.

Чтобы оценить весь объем терригенного стока в бассейн, следует учесть вынос растворенных веществ. Объем этого стока также зависит от физико-географических условий, в числе которых главными являются петрографический состав пород, характер климата, особенности гидрологической обстановки и, наконец, интенсивность химического выветривания. В целом растворенный сток в тундровой зоне невелик. Однако восстановление некоторых окислов в деятельном почвенном слое, о чем говорилось выше, способствует некоторому увеличению сноса в водоем ряда легкоподвижных соединений в ионной форме.

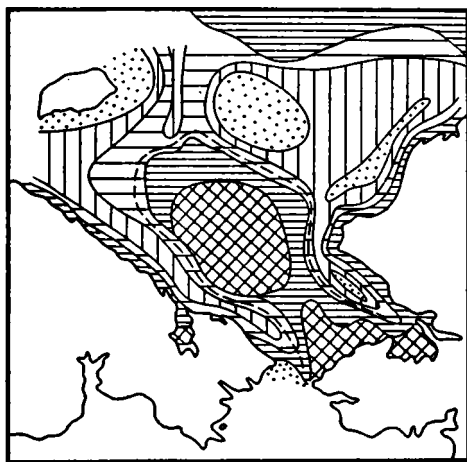
Данных о минерализации рек Северо-Востока СССР и Аляски мало. Имеются сведения о минерализации р. Юкон [12], составляющей 135 мг/л. Реки Чукотки, пожалуй, имеют минерализацию, близкую к рекам Яна и Индигирка, в среднем за год равную 100 мг/л [1]. Реки западной Аляски, по-видимому, также имеют близкие значения минерализации вод. Зная эти данные и величину стока, можно ориентировочно определить суммарный среднегодовой растворенный сток в Чукотское море, который составляет 4,7 млн. т (см. табл. 1).

Данных о количестве влекомых наносов, выносимых реками в бассейн Чукотского моря, практически нет. Использовать соотношение 1 : 10 (влекомые наносы к взвешенным), применяемое А. П. Лисицыным для Берингова моря [5], нам представляется ошибочным. По-видимому, роль влекомого реками материала в придонном слое в подобном соотношении значительно выше. Во всяком случае весь или почти весь влекомый песчано-галечный материал остается в береговой зоне и идет на создание аккумулятивных форм.

Роль абразионных процессов в питании бассейна Чукотского моря обломочным материалом незначительна, так как протяженность абразионных берегов здесь составляет не более 1/4 длины береговой линии, а те участки берега, которые подвергаются абразии (в основном выступающие в море мысы) дают ничтожное количество материала. Во всяком случае наши наблюдения на побережье Чукотки не позволяют говорить о сколько-нибудь заметном отступании клифов и вообще об активном процессе абразии. Значительно большую роль в питании береговой зоны крупнообломочным материалом играют склоновые процессы. Мнение Ю. Д. Шуйского и В. И. Огородникова [11] о преимущественной роли абразии в питании бассейна Чукотского моря обломочным материалом мы считаем ошибочным.



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Принципиальная схема содержания глинистой фракции в поверхностных осадках, %

1 — >70; 2 — 50—70; 3 — 25—50; 4 — <25

Фиг. 2. Схема распределения мощностей голоценовых отложений, м:

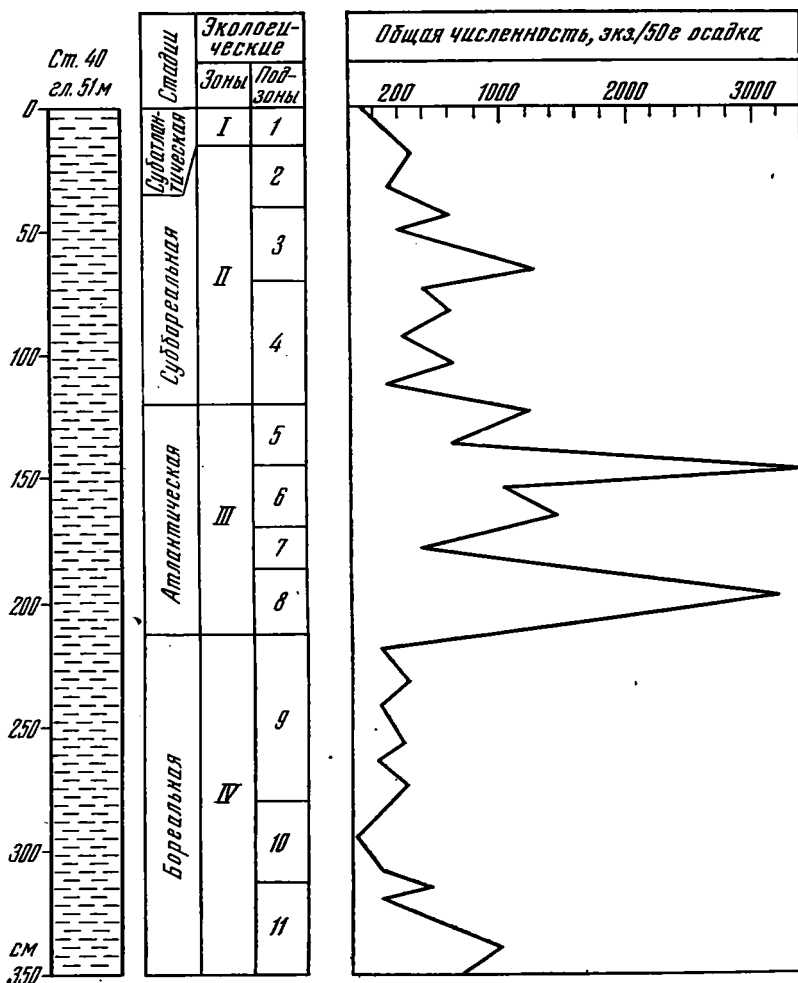
1 — >5; 2 — 5—2; 3 — 2—1; 4 — 1—0,5; 5 — <0,5; граница ареала с повышенной мощностью голоценовых осадков показана пунктирной линией

В седиментационном процессе в Чукотском море преобладает глинистый материал. На фиг. 1 показано распределение глинистой фракции в донных осадках этого региона. Как видно на этой схеме, в центральной части бассейна и в окраинной области шельфа распространены типичные глинистые илы. Периферические области моря (у берегов о. Врангеля, Чукотки и Аляски) и район центральных относительно мелководных банок занимают плохо отсортированные донные осадки с большим содержанием алеврита и песка. В рассеянном виде в осадках всех зон присутствует каменный материал ледового разноса [7].

Участки распространения глинистых илов в Чукотском море в то же время являются районами устойчивого осадконакопления по крайней мере за голоценовый период. Максимальные мощности осадков (>5 м) были обнаружены в пределах Центрально-Чукотской котловины, расположенной на месте обширной синклинали депрессии [9]. Кроме того, повышенные мощности отложений наблюдаются вдоль окраинной зоны шельфа, в пределах юго-восточной части моря, где к северу от Берингова пролива расположена подводная банка п-ова Сьюард, и, наконец, вдоль аккумулятивных лагунных побережий, где «вздутие» мощностей связано с волновой аккумуляцией (фиг. 2).

Таким образом, на шельфе Чукотского моря существует область, протянувшаяся с юго-востока на северо-запад, с повышенной мощностью преимущественно глинистых осадков, отмеченная на фиг. 2 пунктиром. Ее площадь составляет примерно 125 тыс. км².

Сейсмопрофилированием установлено, что в пределах Центрально-чукотской котловины общая мощность верхней акустически «прозрачной» пачки отложений составляет 7—10 м. С помощью вибропоршневой грунтовой трубки была опробована толща в 3,5 м, сложенная однообразным вязким, пластичным глинистым илом табачно-серого цвета с резким запахом сероводорода. Илы содержат слегка пониженное количество Fe, бедны Mn и CaCO₃, но имеют очень высокое содержание SiO_{2(аут)}. Эта толща на основании изучения состава бентосных фораминифер, проведенного Х. М. Саидовой, была определена как голоценовая и расчленена на бореальные, атлантические, суббореальные и субатлантические слои (фиг. 3). Трубка не достигла подошвы голоценовых отложений и



Фиг. 3. Распределение бентосных фораминифер в илах и их относительный возраст в голоцене (ст. 40 в Чукотском море). По данным Х. М. Саидовой

поэтому мы вправе считать, что полная мощность голоцена здесь составляет 7 м, что было подтверждено методом НСП.

Исследованиями Х. М. Саидовой установлено, что как в Центрально-Чукотской котловине, так и в некоторых других районах шельфа верхняя глинистая толща, накопившаяся за время, начиная с атлантического до современного, имеет мощность ~2 м с очень небольшими отклонениями (табл. 2). Это дает возможность оценить общий объем глинистых илов, накопившихся в центральной части Чукотского моря, который составляет в пределах околтуренного ареала 250 тыс. км³, или 250 млрд. м³ осадков. Принимая объемный вес глинистого ила за 1,5, получим 325 млрд. т. Слой мощностью 2 м был принят нами для расчетов не случайно. В атлантическое время в Чукотском море, по-видимому, уровень достиг примерно современного положения (если исходить из общепринятых представлений в ходе фландрской трансгрессии) и в бассейне установился гидрологический режим, подобный современному. Берингов пролив к этому времени уже был полностью открыт и через него происходил устойчивый водообмен между Беринговым и Чукотским морями. Время от атлантического до современного для Арктики мы принимаем (несколько условно) равным 5 тыс. лет. Следовательно, для того чтобы компенсировать 325 млрд. т глинистого ила, накопившегося за 5 тыс. лет, нужно, чтобы в центральную часть Чукотского моря ежегодно поступало не менее 65 млн. т осадочного материала, причем в основном в виде тонкой взвеси.

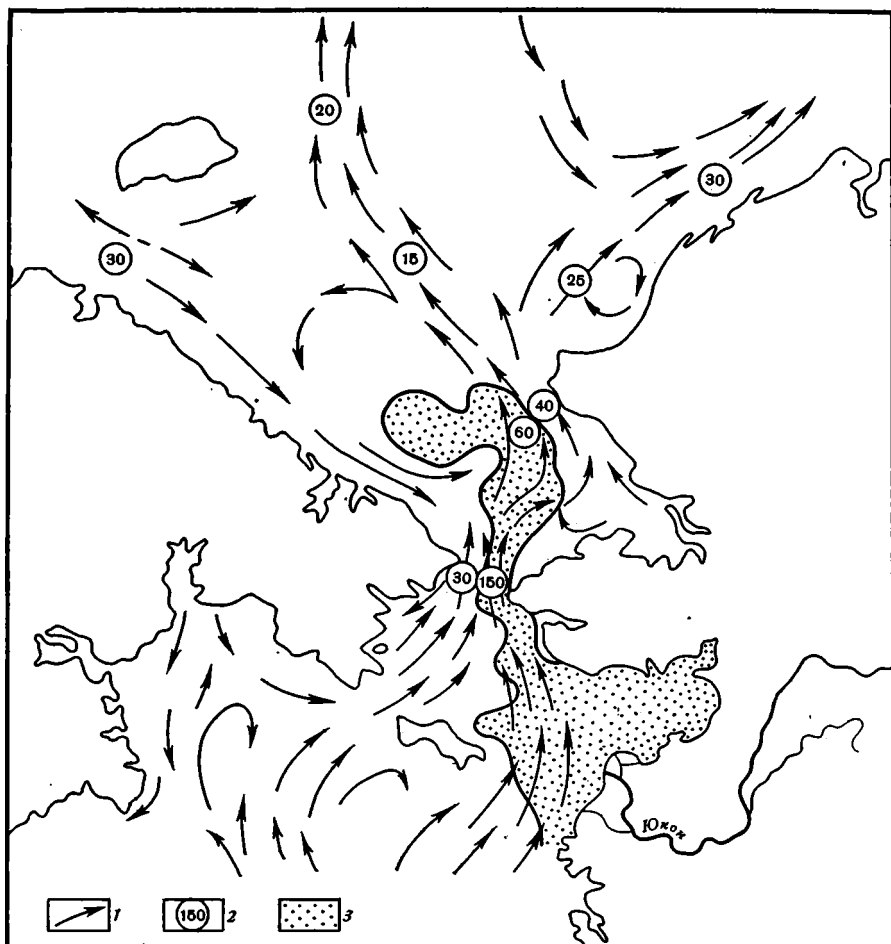
Состав толщи отложений Центрально-Чукотской котловины (стр. 40)

Горизонт, см	Возраст	Гранулометрический состав, %, по фракциям, мм				Содержание, %						
		>0,1	0,1— 0,01	0,01— 0,001	<0,001	Fe	Mn	Ti	P	SiO ₂ (аут)	Сорг	CaCO ₃
0—15	Q ₄	0,71	4,08	53,64	41,57	4,24	0,03	0,31	0,09	10,15	1,62	1,25
15—20	Q ₄ ^{SB}	0,69	4,04	58,82	26,45	—	—	—	—	—	—	—
50—60		0,25	2,43	54,02	43,40	4,46	0,02	0,01	0,08	9,79	1,65	1,23
100—110	Q ₄	1,04	1,84	57,11	41,01	4,34	0,04	0,33	0,11	9,35	1,40	1,30
150—160		0,40	2,88	54,69	42,03	4,40	0,04	0,32	0,10	9,85	1,55	1,31
200—210	Q ₄ ^B	3,08	3,25	65,07	30,78	4,18	0,03	0,33	0,09	12,86	1,43	1,28
250—260		0,43	1,66	55,81	42,20	4,11	0,02	0,36	0,07	11,79	1,40	1,25
300—310		0,26	0,64	59,53	39,57	4,69	0,03	0,34	0,10	7,63	1,68	1,84
340—350		0,36	0,72	59,27	40,35	4,80	0,03	0,37	0,08	7,95	1,59	1,23

Взвешенного стока всех рек, впадающих непосредственно в Чукотское море (2,5 млн. т/год), недостаточно, чтобы компенсировать илонакопление в центральной части бассейна, тем более что какая-то часть тонкой глинистой взвеси выносится в окраинную зону шельфа и участвует там в формировании толщи глинистых отложений. Единственным реальным источником взвешенного терригенного материала в этом регионе, несомненно, является огромный твердый сток р. Юкон, составляющий 88 млн. т/год. Значительная часть этой взвеси вовлекается в перенос через Берингов пролив мощным, постоянным течением, вносящим в Северный Ледовитый океан тихоокеанские воды. По данным А. Ф. Плахотника [10], ежегодно через Берингов пролив проходит около 22 тыс. км³ воды. В данных Океанографической энциклопедии [8] приводится цифра 30 тыс. км³. Скорости этого потока велики. Так, Л. К. Коучмен, К. Огорд и Р. Б. Трипп [4] на основании большого числа наблюдений отмечают, что самые быстрые течения приурочены к восточному каналу Берингова пролива, где их экстремальная скорость превышает 150 см/с, в западном канале она составляет около 30 см/с, а на расстоянии 100 км к северу от пролива — 50 см/с.

Выйдя из Берингова пролива, основная струя течения поворачивает сначала на северо-восток в зал. Коцебу (фиг. 4), а затем проходит вблизи м. Лисберн. Далее одна струя устремляется на северо-восток вдоль берегов Аляски, а другая, главная, уходит по направлению к о. Геральд, огибая с севера Центрально-Чукотскую впадину. Достигнув Центрально-Чукотского желоба, эта струя уходит вдоль него на север. Л. К. Коучмен с соавторами [4] образно характеризуют течение вдоль желоба как «реку в море», «берегами» которой с запада являются холодные воды, поступающие из Восточно-Сибирского моря, а на востоке — холодные воды Чукотского моря. Некоторые вихри этого течения не доходят до Центрально-Чукотского желоба и поворачивают на юго-запад, огибая Центрально-Чукотскую впадину. Из прол. Лонга вдоль берега Чукотки поступают в Чукотское море холодные и более плотные воды Восточно-Сибирского моря, однако здесь не существует длительного однонаправленного водообмена. Можно говорить лишь о результирующем перемещении вод. В этот перенос вовлекается также часть берингийских вод. Таким образом, в южной части Чукотского моря, примерно на месте Центрально-Чукотской впадины, в центральной части халистазы четко выделяется так называемое «мертвое пятно».

Скорости течений в Чукотском море оцениваются Л. К. Коучменом следующими величинами, см./с: на подходе к зал. Коцебу 20, вдоль южной стороны м. Хоп 40, в центральной части Чукотского моря от 15 до 25, в Центрально-Чукотском желобе также от 15 до 25, в прол. Лонга — от 10 до 30.



Фиг. 4. Схема течений в Чукотско-Берингском регионе [4] и ареал распространения облака юконской взвеси 22 октября 1974 г., оконтуренный по космическому снимку [13]:

1 — направление течений; 2 — средние скорости поверхностных течений, см/с; 3 — «облако» взвеси

В заключение отметим, что течение, выходящее на север из Берингова пролива, имеет существенное, если не решающее, значение для осадконакопления в бассейне Чукотского моря. Оно подобно огромной реке вносит в море колоссальное количество осадочного материала. А. П. Лисицын [5] оценивает это количество в 110—154 млн. т/год (при мутности вод 5—7 г/м³ и среднегодовом расходе через Берингов пролив 22 тыс. км³). По-видимому, этот поток взвешенного вещества во многом обусловлен твердым стоком р. Юкон. Вместе с тем в Чукотское море вносится большое количество биогенного материала из северной части Берингова моря, что связано с очень сильным цветением здесь фитопланктона в летне-осенний период.

Часть юконской взвеси, конечно, оседает не доходя до пролива, однако общее количество ее пока не выяснено. Нет прямых данных и о величине мутности вод бассейна Чирикова, связанной с цветением фитопланктона. Если даже половина взвеси, проходящей через Берингов пролив, состоит из диатомового планктона, то количество терригенной взвеси должно составлять 55—77 млн. т/год. По-видимому, минимальным количеством биогенных компонентов во взвеси является 50%, так как при еще меньших величинах даже весь взвешенный сток р. Юкон не сможет компенсировать расчетного суммарного количества взвеси, проходящей через Берингов пролив ежегодно. Очевидно, цифра 50 млн. т для терригенной составляющей взвеси наиболее реальна.

Течение через пролив кроме взвешенного вещества переносит и более крупнозернистый материал, вплоть до песчано-галечного. По данным П. А. Волкова [2], при скорости 30 см/с наблюдается массовый отрыв от горизонтального дна частиц диаметром до 4 мм. При скорости 150 см/с в движение приходят обломки диаметром до 50 мм [3]. Резкое уменьшение скорости на выходе из пролива приводит к разгрузке потока и аккумуляции влекомого и частично взвешенного материала на дне, кроме того, водный поток через Берингов пролив, особенно его западная струя, вместе с волнением способствуют интенсивному перемещению вдоль берега наносов в северном направлении, с чем, собственно, и связано образование свободной аккумулятивной формы у м. Принца Уэльского.

Говоря о перемещении рыхлого обломочного материала через Берингов пролив в юго-восточную часть Чукотского моря, нельзя не учесть влияния на этот процесс периодических сильных штормов, вызываемых южными ветрами. Вследствие малых глубин бассейна Чирикова волны взмучивают слои осадков, лежащих на дне, а воронкообразная конфигурация акватории перед Беринговым проливом способствует явлению штормовых нагонов, когда уровень поднимается, а течение через пролив усиливается. Такие пульсационные переносы материала вплоть до грубообломочной части, по-видимому, значительно увеличивают постоянный перенос взвешенного и отчасти влекомого материала круглогодично действующим течением.

Г. Нельсон и Дж. Кригер [13] на основании изучения толщи осадков у берегов Аляски в пределах бассейна Чирикова установили, что на протяжении последних 12 тыс. лет от 1/3 до 1/2 осадков, выносимых р. Юкон, поступали через Берингов пролив в Чукотское море и аккумуляровались в юго-восточной его части, образуя мощный слой осадков. Авторы оценивали количество переносимого через пролив материала, начиная с конца плейстоцена, исходя из того, что максимальное поступление осадочного материала в Чукотское море происходило в первой половине голоцена. Это, по-видимому, не совсем правильно, так как в самом начале голоцена пролив только «открывался», а предположение о прохождении юконских вод по палеодолине непосредственно в Чукотское море пока не подтверждается данными сейсмоакустики и эхолотирования.

Итак, для того, чтобы компенсировать осадконакопление в центральной части Чукотского моря, нужно не менее 65 млн. т/год глинистого вещества. Мы полагаем, что эта цифра складывается в основном из терригенной составляющей юконского стока (50 млн. т/год) и терригенной составляющей стока рек Чукотского бассейна 2,5 млн. т/год) и биогенной составляющей (10 млн. т/год). Последняя цифра нами принимается условно, хотя, как видно из табл. 2, аутигенный кремнезем, образованный панцирями диатомей, составляет в глинистых илах в среднем 10% от их состава. Следовательно, если через Берингов пролив переносится 110 млн. т/год взвешенного вещества (по нижнему пределу значений расхода), 50 млн. т из которых составляет терригенный материал, то биогенная составляющая переноса будет равна соответственно 60 млн. т. В пищевых цепях потребляется не менее 90% биомассы планктона. Остальная часть диатомового планктона, раздробленные скелеты которого участвуют в осадконакоплении, очевидно, продуцируется непосредственно в Чукотском море. Недостающие 2,5 млн. т осадочного вещества, очевидно, следует отнести за счет поступления материала с берегов в результате их разрушения (абразия, плоскостной смыв, денудация и т. п.). Однако следует еще раз подчеркнуть, что здесь взяты данные о балансе по минимальным значениям. По-видимому, цифры, характеризующие составляющие баланса, несколько больше, так как какая-то часть материала уходит в окраинную зону шельфа и за его пределы.

Данные о мощностях отложений голоценового и верхнеголоценового возраста позволяют оценить скорости осадконакопления в пределах Центрально-Чукотской котловины, которые составляют 0,4—0,7 мм/год. Аб-

солютные массы осадков, начиная с атлантического времени, составляют в г/см²: общие 300, Fe 12, SiO_{2(аут)} 30, C_{орг} 4,5.

Говоря о суммарном переносе осадочного материала через Берингов пролив на север как об основном источнике осадков Чукотского моря, следует учитывать, что этот процесс далеко не равномерен как по сезонам года, так и по годам: колеблются как количество терригенной составляющей, так и биогенной компоненты. Это неизбежно создает пульсационный характер осадконакопления в Чукотском море. Последнее обстоятельство, а также относительно высокие скорости осадконакопления в определенных районах бассейна, четкая связь осадконакопления с динамическими факторами позволяют считать, что в Чукотском море достаточно отчетливо проявляется лавинный характер седиментации.

Литература

1. Алевкин О. А. Гидрохимия рек СССР. Ч. 3. М.: Недра, 1949, вып. 15(69). 141 с. (Тр. ГГИ).
2. Волков П. А. Экспериментальные исследования механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1965, т. 76, с. 137—151.
3. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
4. Коучмен Л. К., Огород К., Трипп Р. Б. Берингов пролив. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 199 с.
5. Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
6. Логвиненко Н. В., Огородников В. И. Современные донные осадки шельфа Чукотского моря.— Океанология, 1980, т. 20, вып. 4, с. 681—687.
7. Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 631 с.
8. Павлидис Ю. А., Бабаев Ю. М., Ионин А. С. и др. Особенности полярного морфолитогенеза на шельфе Северо-Востока СССР.— В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981, с. 33—96.
9. Плахотник А. Ф. О водообмене Берингова моря.— Тр. ВНИРО, 1962, т. 46, с. 185—189.
10. Шуйский Ю. Д., Огородников В. И. О роли абразионных берегов как источнике сноса обломочного материала в Чукотском море.— Докл. АН УССР. Серия «Б», 1978, № 10, с. 886—889.
11. Clarke F. W. The water of Yukon.— J. Amer. Chew. Soc., 1905, v. 27, p. 111—113.
12. Nelson H., Creager J. Displacement of Yukon — derived sediment from Bering sea to Chukchi sea during holocene time.— Geology, 1977, v. 5, № 3, p. 141—146.
13. Naidu A. S., Creager J. S., Mowatt T. C. Clay mineral dispaesal in the North Bering and Chukchi seas.— Marine Geol., 1982, v. 47, № 1/2, p. 1—15.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
2.XII.1982

УДК 551.35/546.22(261.35)

СОЕДИНЕНИЯ СЕРЫ В ОСАДКАХ ГОТЛАНДСКОЙ ВПАДИНЫ (БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ)

ВОЛКОВ И. И., РОЗАНОВ А. Г., ЖАБИНА Н. Н.

Изучено распределение различных форм серы в донных отложениях Готландской впадины. Показано, что диагенетические процессы в донных отложениях протекают в сильно восстановительных условиях в присутствии свободного H_2S . Выявлены аномалии в накоплении восстановленной серы в осадках и в составе ее форм, объясняющиеся спецификой накопления реакционноспособного железа и кинетическими факторами превращения кислоторастворимых сульфидов железа в пирит. Показаны аналогии в голоценовой истории осадков Балтийского и Черного морей.

Балтийское море среди других внутриконтинентальных водоемов характеризуется сравнительно небольшим поступлением терригенного осадочного материала, что при высокой биологической продуктивности приводит к образованию на дне отложений, значительно обогащенных органическим веществом (ОВ). В этом водоеме известны несколько впадин (Готландская, Борнхольмская, Ландсортская), осадки которых, как это было установлено ранее, характеризуются специфической аутигенной минерализацией и некоторыми геохимическими аномалиями.

Настоящая работа посвящена изучению соединений S в донных отложениях Готландской впадины. Геохимической особенностью Готландской впадины является периодическое сероводородное заражение наддонной воды в наиболее глубоких частях ее, что, с одной стороны, вызывается высоким содержанием ОВ в осадках, а с другой — застойными условиями в придонных слоях воды в периоды ослабленного поступления североморских вод во впадину.

Геохимические аномалии в осадках, связанные с явлениями периодического сероводородного заражения в Готландской впадине, известны давно и описаны в ряде работ. Исследования последних лет позволили обобщить материалы по геологии, минералогии и геохимии Балтийского моря. Минералогически и отчасти химически изучены аутигенные минералы (сульфиды, карбонаты, фосфаты) — продукты восстановительного диагенеза в осадках моря и его впадинах, где наиболее высоки концентрации ОВ [15, 18, 30, 32].

Изучение соединений S в осадках Балтийского моря проводилось ранее М. Хартманом и Х. Нильсеном [29] на примере отложений Кильского залива. При этом исследованы распределение и изотопный состав соединений S в твердой фазе и иловой воде осадков. Немногочисленные данные по содержанию общей S в осадках использованы при литолого-минералогических исследованиях [15]. Некоторые данные о характере распределения соединений серы в осадках Балтики схематически изложены в работе А. Ю. Леин с соавт. [17].

Целью настоящей работы является изучение условий и закономерностей образования, превращения и распределения соединений серы в осадках района Готландской впадины.

Материал для настоящей работы был собран с борта НИС «Профессор Добрынин» в августе — сентябре 1978 г. Пробы осадков отбирались дночерпателем «Океан-50» и прямооточной грунтовой трубкой. Расположение станций в районе Готландской впадины показано на фиг. 1. Полученные пробы представлены современными терригенными илами, как правило, значительно обогащенными ОВ, и позднеледниковыми глинами.

Соединения серы в осадках Готландской впадины

Орудие сбора пробы	Горизонт, см	Краткая характеристика осадков	Влажность, %	E _{рт} , мВ	H ₂ S, мг/л	Серa суль- фатов, % на влагу	Серa, % на сухое вещество					Сорг. %
							сульфидная	элементная	пиритная	органи- ческая	ΣS _{H₂S}	

Станция 3173. Глубина 243 м (57°20,9' с. ш., 20°11,8' в. д.)

Дч	0—5	Ил терригенный пелитовый, темный зе- лено-серый, творожистый, сверху пленка с гидротроилитом	83,20	—200	Не опр.	0,032	0,37	0,09	1,15	0,074	1,68	2,94
	10—15	Ил терригенный пелитовый, темный зе- лено-серый	75,49	—200	»	0,046	0,27	0,07	0,94	0,07	1,35	2,85
Тр	20—25	Ил терригенный пелитовый, творожи- стый, микрослоистый, сапропелевид- ный, черно-серый	78,17	—200	»	0,042	0,30	0,09	2,59	0,09	3,07	3,84
	40—51	То же	76,61	—200	»	0,038	0,26	0,10	4,44	0,06	4,86	5,70
	70—76	»	71,20	—200	»	0,038	0,21	0,11	2,02	0,05	2,39	3,60
	90—100	Ил терригенный пелитовый, зелено-се- рый	69,32	—220	»	0,034	0,06	0,11	1,27	0,11	1,55	3,81
	113—120	Ил терригенный пелитовый, микрослои- стый, зелено-серый	68,13	—220	»	0,055	0,08	0,08	3,69	0,20	4,05	5,79
	150—150	То же	61,06	—230	»	0,045	0,03	0,05	1,18	0,12	1,38	5,19
	168—178	Глина голубовато-серая с гидротроилит- ными пятнами	61,06	—280	»	0,032	0,02	0,09	1,16	0,05	1,32	1,71

Станция 3172. Глубина 205 м (57°29,1' с. ш., 20°11,2' в. д.)

Дч	0—2	Ил терригенный пелитовый, творожис- тый, темно-серый	76,23	—200	3,41	0,039	0,05	0,02	0,93	0,06	1,06	2,70
	15—20	То же	74,30	—200	27,43	0,045	0,019	0,023	1,15	0,080	1,272	3,09
Тр	25—33	Ил терригенный пелитовый, темный зе- лено-серый, пятнистый, творожистый	77,51	—200	Не опр.	0,034	0,066	0,074	2,25	0,027	2,417	4,68
	45—80	То же	73,42	—200	45,36	0,034	0,039	0,082	1,90	0,106	2,127	4,38
	80—85	Ил терригенный пелитовый, зелено-серый	67,91	—220	Не опр.	0,047	0,018	0,119	1,49	0,101	1,728	3,63

103—110	Ил терригенный пелитовый, микрослоистый, (сапропелевидный), темный зелено-серый	68,02	—220	26,46	0,049	0,037	0,109	2,347	0,166	2,659	—
133—140	То же	63,81	—220	16,77	0,050	0,006	0,101	1,770	0,104	1,981	5,16
150—158	»	62,72	—220	<0,10	0,053	0,02	0,107	1,420	0,064	1,611	4,20

Станция 3171. Глубина 162 м (58°12,1' с. ш., 20°01,8' в. д.)

Дч	0—1	Ил терригенный пелитовый, черно-серый	80,96	—160	19,76	0,041	0,23	0,035	0,47	0,115	0,850	2,85
	10—20	То же	70,90	—160	38,65	0,028	0,063	0,043	0,644	0,092	0,842	2,10
Тр	35—40	Ил терригенный пелитовый, черно-серый-пятнистый	71,04	—200	38,15	0,025	Не обн.	0,080	1,100	0,075	1,255	2,40
	70—78	Ил терригенный пелитовый, микрослоистый, сапропелевидный, темный зелено-серый	75,83	—180	Не опр.	0,022	0,240	0,066	4,040	0,055	4,401	7,65
	95—105	Ил терригенный пелитовый, голубовато-серый, пятнистый	71,38	—200	10,23	0,032	0,045	0,041	3,070	0,134	3,290	3,69
	110—120	То же	64,92	—120	<0,10	0,013	0,029	0,045	1,196	0,12	1,390	1,62
	160—168	»	61,06	—80	Не обн.	0,16	0,013	0,036	0,840	0,058	0,947	1,89

Станция 3170. Глубина 227 м (57°25,7' с. ш., 20°13,7' в. д.)

Дч	0—5	Ил терригенный пелитовый, черно-серый	77,38	—230	24,68	0,042	0,462	0,176	0,317	0,103	1,058	3,30
	10—20	То же	73,47	—230	Не опр.	0,029	Следы	0,078	1,299	0,101	1,478	2,82

Станция 3169. Глубина 200 м (57°25,7 с. ш., 20°22,7' в. д.)

Дч	0—1	Ил терригенный пелитовый, серо-черный	83,95	—200	Не опр.	0,036	0,464	0,115	1,302	0,093	1,974	3,
2—5	2—5	То же	75,11	—220	16,38	0,043	0,070	0,087	1,051	0,114	1,322	2,
	10—20	»	74,48	—220	43,77	0,031	Не обн.	0,112	0,756	0,026	0,894	3,
Тр	27—35	Ил терригенный пелитовый, сапропелевидный, слабомикрослоистый, темный зелено-серый	75,46	—200	Не опр.	0,032	0,092	0,069	2,445	0,191	2,797	5,37
	50—58	Ил терригенный пелитовый, зеленовато-серый	68,70	—200	»	0,025	0,049	0,041	1,261	0,118	1,469	3, 30
	70—80	То же	67,15	—230	»	0,031	Не обн.	0,063	1,616	0,183	1,862	4, 2
	102—110	»	65,30	—200	»	0,031	Следы	0,062	1,002	0,125	1,189	3, 7

Таблица (окончание)

Орудие сбора пробы	Горизонт, см	Краткая характеристика осадков	Влажность, %	E _{Pt} , мВ	H ₂ S, мг/л	Сера суль- фатов, % на влагу	Сера, % на сухое вещество					Сорг. %
							сульфидная	элементная	пиритная	органиче- ская	ΣS _{H₂S}	
Станция 3168. Глубина 105 м (57°25,9' с. ш., 20°31,7' в. д.)												
Дч	0—2	Ил терригенный пелитовый, черно-серый	76,15	—120	Не обн.	0,017	0,102	0,031	0,922	0,091	1,146	2,55
	2—5	Ил терригенный пелитовый, зелено-серый	67,15	—120	1,23	0,047	0,013	0,030	0,872	0,015	0,930	2,55
Тр	20—25	То же	60,93	—150	<0,10	0,045	Не обн.	0,028	1,281	0,086	1,395	3,00
	45—55	»	50,39	—160	1,40	0,040	Следы	0,014	1,021	0,050	1,085	1,95
	58—67	Глина позднеледниковая, голубовато-се- рая	39,24	—160	Следы	0,017	»	0,041	1,082	0,030	1,123	0,36
	67—76	Глина позднеледниковая, черно-серая	30,07	—270	Не обн.	0,069	0,060	0,018	0,109	Следы	0,187	0,36
	85—90	Глина позднеледниковая, коричневат- серая	22,71	—100	»	0,032	Следы	0,005	0,054	»	0,059	0,24
	115—123	То же	24,97	—100	»	0,073	Не обн.	0,006	0,028	»	0,034	0,45
Станция 3167. Глубина 67 м (57°26,8' с. ш., 20°26,5' в. д.)												
	1—4	Глина позднеледниковая, серая с гид- ротроилитовыми пятнами	52,88	—80	Не обн.	0,039	0,402	0,059	0,049	»	0,510	0,30
Станция 3166. Глубина 135 м (57°37,8' с. ш., 20°10,0' в. д.)												
Дч	0—4	Глина позднеледниковая, зеленовато-се- рая	50,00	—70	Не обн.	0,020	0,136	0,068	0,346	0,010	0,560	0,75
	4—10	То же	57,70	+60	»	0,036	Следы	0,068	0,458	Следы	0,526	0,54
	10—20	»	59,87	+100	»	0,040	0,013	0,066	0,035	Не обн.	0,114	—
Тр	10—20	Ил терригенный пелитовый, зеленовато- серый	66,13	—80	»	0,041	Следы	0,101	1,328	0,143	1,572	3,21
	40—45	Глина позднеледниковая, пятнистая	59,33	—40	»	0,033	»	0,023	1,285	0,029	1,337	0,51
	49—55	Глина позднеледниковая, пятнистая чер- ного цвета с мягкими стяжениями сульфидов	61,25	—180	»	0,045	0,145	0,071	0,019	Следы	0,235	0,54
	60—65	То же	60,19	—200	»	0,028	0,489	0,139	0,016	0,017	0,661	0,30

Примечание, Дч — дночерпатель, Тр — трубка.

На борту судна были определены величины pH и E_{Pt} осадков, свободного H_2S и сульфидной S . Определения C_{org} , CO_2 , а также всех форм серы проводили в стационарной лаборатории.

Данные по содержанию C_{org} в осадках предоставлены Е. М. Емельновым.

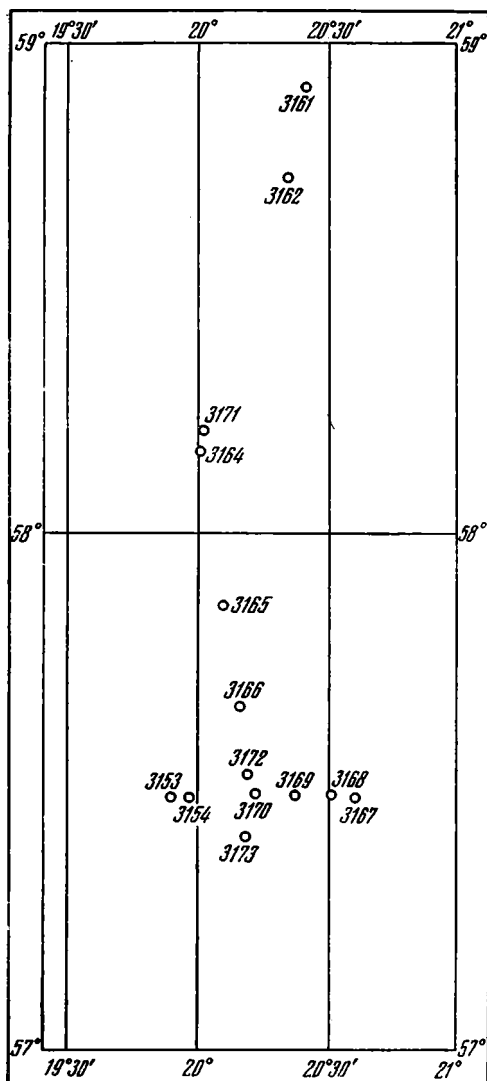
Измерение величин pH осадков осуществлялось с помощью стеклянного электрода ЭСЛ-45-11 и хлорсеребряного электрода ЭВЛ-1М в качестве электрода сравнения, которые вводили непосредственно в пробы осадков. Измерения проводили на потенциометре И-102 (по шкале 0—4) после установления стабильного значения pH (трехкратное введение электрода и выдержка 2—3 мин). Предварительная калибровка электродов по эталонным растворам (pH 6,88 и 9,22 при 20°) обеспечивала правильность измерений в пределах $\pm 0,1 pH$.

Величина потенциала платинового электрода (E_{Pt}) осадков измерялась с помощью платиновых игольчатых электродов по отношению к насыщенному хлорсеребряному электроду ($E_0 = 201$ мВ). Регистрация величины E_{Pt} проводилась на потенциометре И-102. Методика подготовки электродов и проведения измерений подробно описана ранее [21].

Различные формы S в осадках определяли по методу, применяемому для современных морских осадков и осадочных пород [8]. Карбонатный и органический углерод донных осадков определяли по видоизмененному методу Кноппа с объемным окончанием [24].

В соответствии с измерениями E_{Pt} (таблица) поверхностные современные осадки исследованного района Балтийского моря являются восстановленными. Даже в случае с придонной водой, содержащей кислород, здесь не удается выделить тонкого поверхностного слоя, который можно было бы охарактеризовать как окисленную пленку. Измеренные величины E_{Pt} охватывают интервал значений от -40 до -200 мВ. В этих осадках идет активный процесс бактериальной сульфатредукции, обнаруживаются кислоторастворимый коллоидный моносulfид железа — гидротроилит и, как правило, свободный H_2S . Установить закономерность между содержанием H_2S и изменениями величины E_{Pt} не удается.

Находящиеся под голоценовыми осадками позднеледниковые глины характеризуются отрицательными значениями E_{Pt} , т. е. также являются восстановленными. С углублением в толщу позднеледниковых глин сте-



Фиг. 1. Схема расположения станций (координаты и глубину см. в таблице)

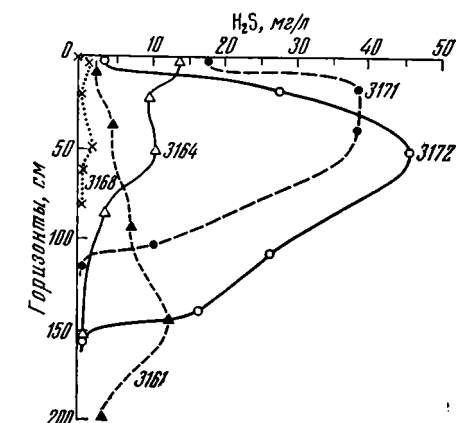
пень их восстановленности может уменьшаться, при этом значения E_{p} растут, что иногда наблюдается уже в горизонтах, примыкающих к поверхностному слою. Это объясняется сильным влиянием процесса сульфатредукции в вышележащих современных отложениях, которое осуществляется путем диффузии H_2S . Влияние сильно восстановленных современных осадков с активной сульфатредукцией обуславливает переходный характер окислительно-восстановительных характеристик позднеледниковых глин, величины E_{p} которых изменяются от -280 (что характерно для современных сульфидных осадков) до $+100$ мВ (что характерно для менее восстановленных осадков). Переходными по окислительно-восстановительным характеристикам являются и ленточные глины, которые хронологически предшествовали образованию позднеледниковых глин.

По имеющимся данным, величины рН, характерные для современных осадков, изученных нами, изменяются в пределах 7,4—7,7, иногда до более низких значений в поверхностном слое, находящемся под воздействием природной воды (рН 7,2). Это существенно отличает изученные осадки Балтийского моря от океанских осадков, величина рН кото-

рых, как правило, ниже величин рН наддонной воды. Величины рН позднеледниковых глин (7,1—7,0) в среднем являются более низкими, чем рН современных осадков.

Современные отложения изучаемого района моря значительно обогащены ОВ. По данным таблицы, содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в современных терригенных пелитовых илах изменяется от 1,62 до 7,65%, составляя в среднем 3,55%. Подстилающие позднеледниковые глины, наоборот, бедны ОВ, содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в них в среднем равно 0,44% при колебаниях от 0,24 до 0,75%.

В верхней пачке голоценовых отложений ОВ по вертикали распределено неравномерно. Как видно из данных таблицы и фигур, в колон-



Фиг. 2. Распределение свободного H_2S по вертикали колонок

ках наблюдается один (иногда два) более или менее резко выраженных подповерхностных максимума $\text{C}_{\text{орг}}$.

По данным Ю. О. Шайдурова, полученным в той же экспедиции, в нижних горизонтах вод Готландской впадины оказалось очень мало кислорода — менее 0,5 мл/л. На ст. 3173 (глубина 243 м) придонные воды содержали следовые количества H_2S .

Современные донные осадки Балтийского моря в исследуемом районе почти повсеместно содержат свободный H_2S вне зависимости от глубины моря и местоположения. В поверхностном слое осадков свободный H_2S не обнаружен только на двух станциях — 3165 (песок) и 3168 (черный глинистый ил). На остальных станциях содержание свободного H_2S в поверхностном слое (горизонты 0—1, 0—2, 0—5 см) изменяется от 1,52 (ст. 3154) до 24,7 мг/л (ст. 3170). Данные по свободному H_2S приведены в таблице и на фиг. 2.

Свободный H_2S содержится во всей толще исследованных современных отложений. По вертикали колонок его содержание в большинстве случаев с глубиной увеличивается, проходит через максимум и затем уменьшается (фиг. 2). Однако в колонке ст. 3164 максимальное содержание H_2S (13,7 мг/л) наблюдается в поверхностном слое, к низу оно медленно уменьшается в пределах мощности современных осадков. Минимальное содержание свободного H_2S наблюдается в современных осадках ст. 3168 ($< 0,1$ —1,4 мг/л). Максимальные концентрации свободного H_2S зафиксированы в толще осадков ст. 3169, гор. 10—20 см

(43,8 мг/л) и ст. 3172, гор. 40—50 см (45,4 мг/л). Нужно отметить, что в одной из станций Кильского залива, изученной М. Хартманом и Х. Нильсеном [29], на горизонте ~30 см от поверхности дна содержание сульфидной серы в иловой воде достигало 79,6 мг/л (84,6 мг/л свободного H_2S).

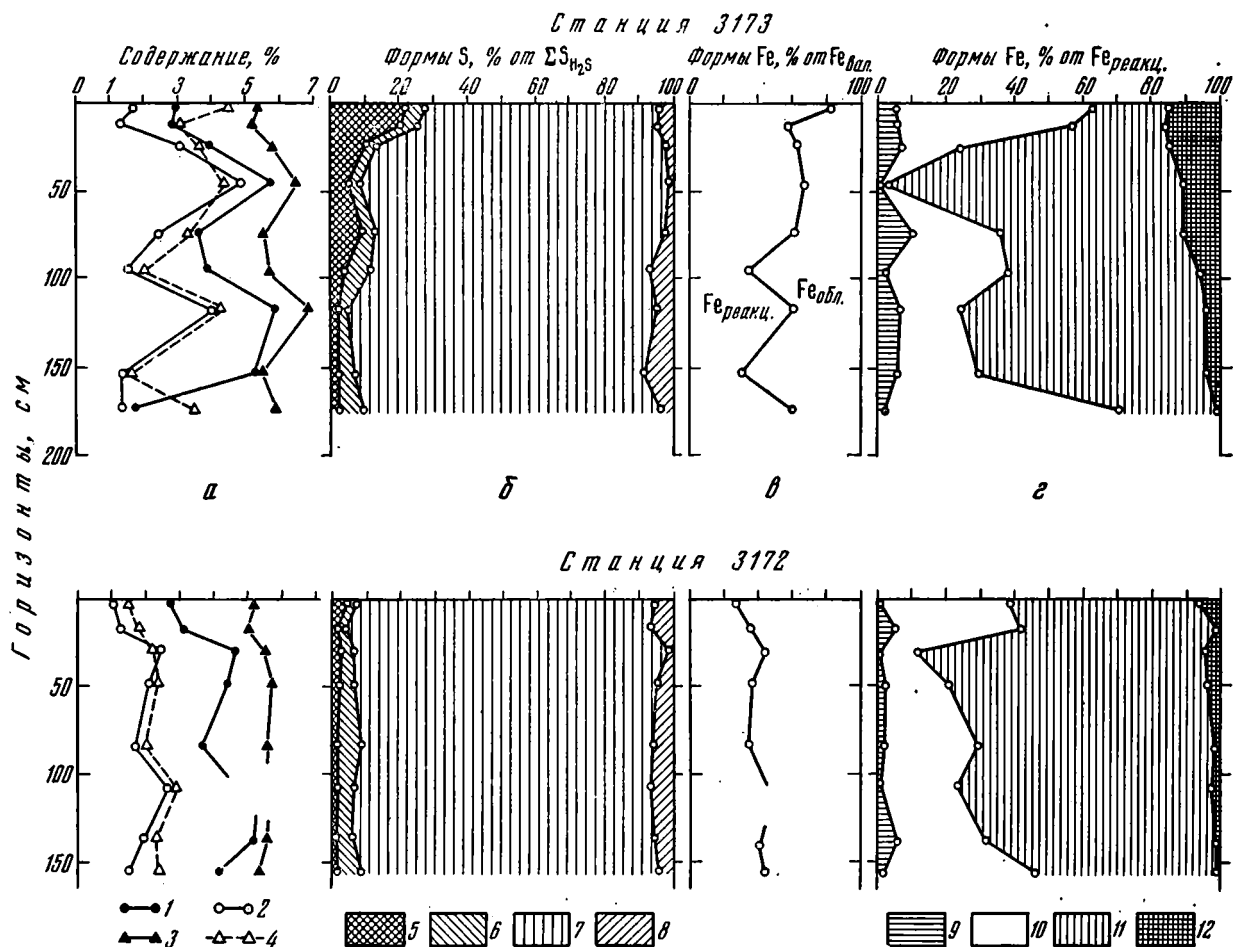
Таким образом, содержание свободного H_2S как в поверхностном слое отложений, так и в толще современных осадков района Готландской впадины значительно и сопоставимо с имеющимися данными по такому уникальному бассейну, как сероводородная зона Черного моря [3, 4]. В этом нет ничего удивительного, поскольку уже давно установлено, что содержание H_2S в осадках не зависит от гидрологического или гидрохимического режима вод бассейна, а определяется главным образом ходом диагенетических процессов в самих осадках. Достаточно напомнить, что максимальные из наблюдаемых содержаний H_2S в осадках обнаружены на материковом склоне Японии в Тихом океане, где они достигали 150 мг/л [22]. Присутствие значительных количеств свободного H_2S в осадках означает, что диагенез этих осадков проходит в резко восстановительных условиях, что имеет значение для превращений многих элементов (прежде всего Fe) и аутигенного минералообразования.

В колонках изученных станций Балтийского моря небольшое количество свободного H_2S иногда обнаруживается в верхней части позднеледниковых глин, если последние сверху перекрыты значительным слоем современных пелитовых илов. Содержание H_2S в этой пачке позднеледниковых глин невелико, не более 1, а чаще $<0,1$ мг/л. По-видимому, этот свободный H_2S является миграционным, проникшим в результате диффузии из вышерасположенных современных отложений.

Здесь уместно вспомнить, что аналогичная ситуация наблюдается в осадках Черного моря в зоне контакта обогащенных ОВ и содержащих свободный H_2S древнечерноморских отложений с новоэвксинскими доголоценовыми глинами, в которые H_2S поступает диффузионным путем [4, 5, 26].

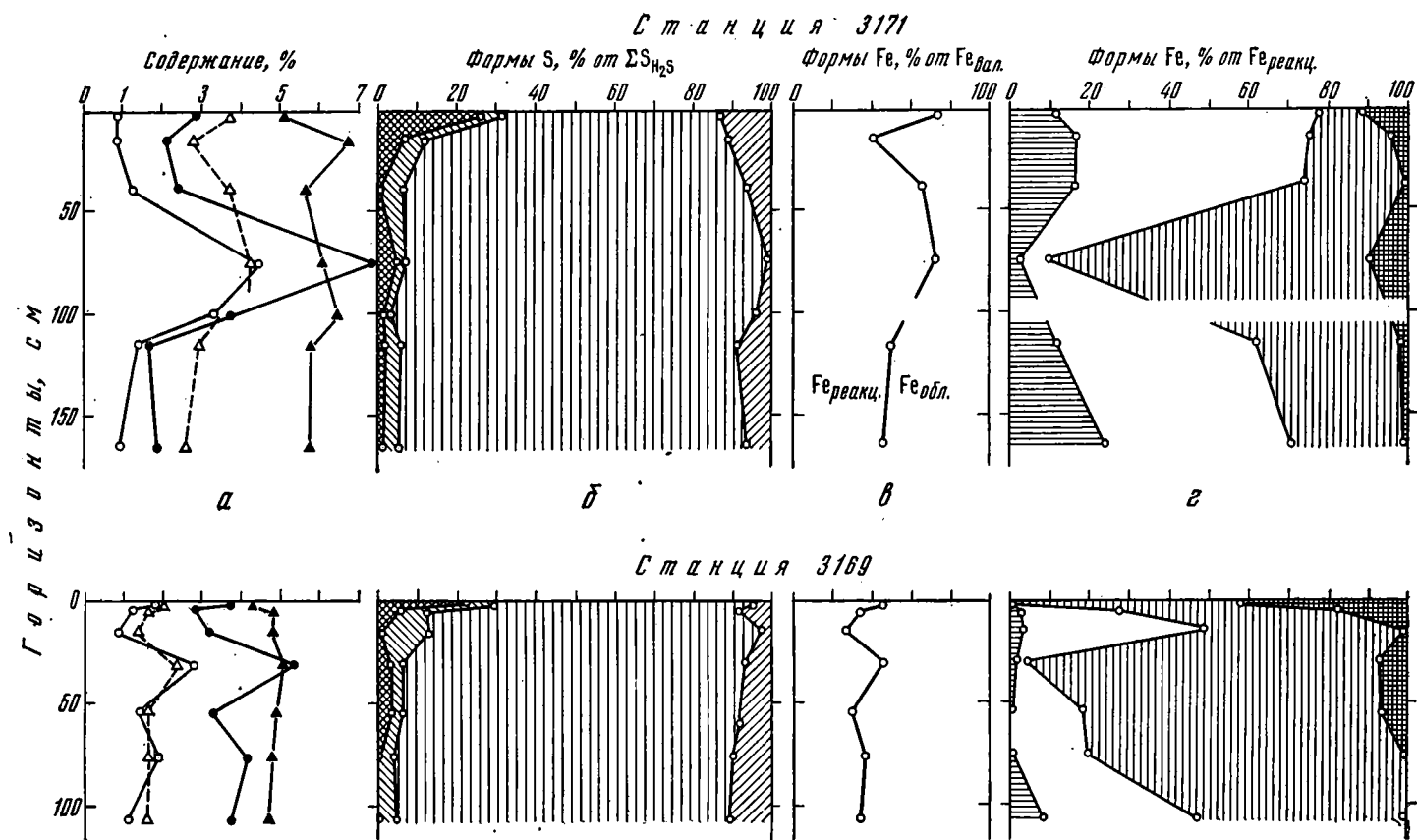
H_2S , образующийся в современных осадках путем бактериального восстановления сульфатов морской (иловой) воды, трансформируется, как известно, в различные промежуточные и устойчивые соединения восстановленной S, что приводит к накоплению последней в донных отложениях. Восстановленная сера может быть представлена в виде сульфидной, элементной, пиритной и органической форм. Промежуточными являются сульфидная и элементная формы, которые в качестве конечных продуктов превращения образуют пиритную и органически связанную формы. Таким образом, общая восстановленная сера осадков (ΣS_{H_2S}) представляет сумму производных сероводорода и складывается из содержания указанных форм. Кроме восстановленной серы в осадках всегда присутствует некоторое количество неизрасходованной в процессе сульфатредукции сульфатной S, находящейся как в растворенном состоянии в иловой воде, так и в твердой фазе осадков. Применяемая нами методика [8] подразумевает определение общей S сульфатов осадка. Данные по содержанию форм S в изучаемых осадках района Готландской впадины приведены в таблице.

Содержание сульфидной S, представленной в осадках коллоидным сульфидом железа — гидротроилитом или его окристаллизованными разновидностями — грейгитом и маккиновитом, изменяется в изученных осадках от нуля до 0,49%. Высокие концентрации сульфидной S в осадках вблизи Готланда встречаются как в голоценовых, так и в позднеледниковых отложениях. Можно полагать, что природа и, главное, последующее превращение черных илов, обогащенных коллоидным моносульфидом, в этих пачках отложений имеют некоторые различия. Как видно из таблицы, в пределах современных отложений содержание сульфидной S обычно высоко в самых верхних горизонтах, книзу оно более или менее постепенно уменьшается. Более наглядно это выражено при рассмотрении изменения по вертикали отдельных форм серы в расчете на сум-



Фиг. 3. Распределение по вертикали колонок $C_{орг}$, ΣS_{H_2S} , $Fe_{вал}$, $Fe_{реакц}$ и изменение состава восстановленной серы и реакционно-способного железа

а — распределение содержания (% на сухое вещество осадков): $C_{орг}$ (1); ΣS_{H_2S} (2); $Fe_{вал}$ (3); $Fe_{реакц}$ (4); б — состав суммы производных сероводорода (% от ΣS_{H_2S}); формы серы: сульфидная (5), элементная (6), пиритная (7), органическая (8); в — соотношение реакционноспособного и обломочного железа в осадках (% от $Fe_{вал}$); г — состав реакционноспособного железа (% от $Fe_{реакц}$); формы железа: Fe^{3+} (9), Fe^{2+} (10), $Fe_{пирит}$ (11), $Fe_{матовосульфид}$ (12)



Фиг. 4. Распределение изучаемых характеристик по вертикали колонок. Условные обозначения см. фиг. 3

му производных H_2S в осадках (фиг. 3, 4, б). Из рисунков видно, что содержание $S_{\text{сульфиды}}$ в составе ΣS_{H_2S} (до 25—26%) максимально на поверхности современных отложений и уменьшается иногда до полного исчезновения в их толще. Такой характер распределения моносulfида железа по вертикали современных отложений проще всего объясняется кинетическими особенностями протекания реакций его образования, с одной стороны, и превращения в пирит при взаимодействии с элементарной S — с другой. Судя по характеру распределения и абсолютным содержаниям $S_{\text{сульфиды}}$, интенсивное образование бактериального H_2S в осадках и его связывание железом с образованием моносulfида происходит в изучаемых осадках быстрее процесса пиритизации.

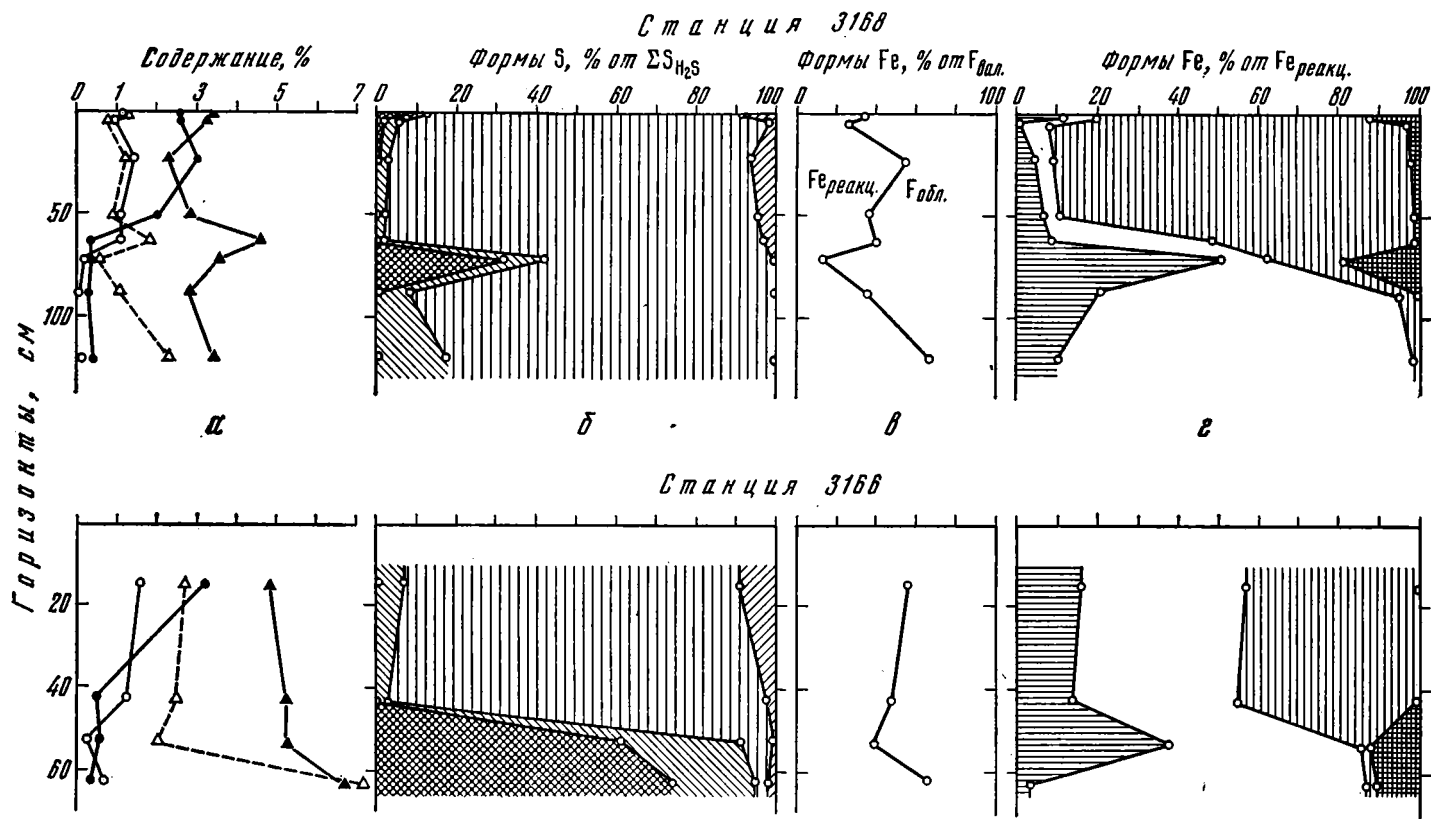
Поскольку образование моносulfида Fe и его последующая пиритизация в современных отложениях происходит в присутствии значительных количеств свободного H_2S , основная масса моносulfида железа в этих условиях будет превращена в пирит. В пользу такого варианта превращения говорит наличие в этих осадках высоких концентраций пиритной S .

Иначе обстоит дело в позднеледниковых глинах, подстилающих современные осадки. Невысокое содержание OB не могло привести к интенсивному процессу сульфатредукции. В этих осадках восстановительный процесс в основном затронул соединения реакционноспособного Fe , обеспечив превращение $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$. Наличие в осадках высоких концентраций $Fe_{\text{реакт}}$ привело к быстрому и полному связыванию небольших количеств H_2S , образующихся в позднеледниковых отложениях. После перекрытия позднеледниковых глин осадками с высокой концентрацией OB и с появлением свободного H_2S в современных отложениях началась миграция H_2S в подстилающую толщу осадков, лишенных H_2S .

Слой позднеледниковых глин, непосредственно подстилающий современные осадки, был изменен диффузионным H_2S и по составу соединений S и общему содержанию ΣS_{H_2S} практически не отличается от современных осадков, несмотря на низкие концентрации $C_{\text{орг}}$ (ст. 3168, гор. 58—67; ст. 3166, гор. 40—45). В нижерасположенные горизонты H_2S поступал в ограниченных количествах, и его взаимодействие с $Fe_{\text{реакт}}$ приводило к образованию моносulfида Fe , переход которого в пирит сильно затруднен из-за отсутствия избытка сероводорода. Лабораторные эксперименты достаточно убедительно показывают, что в отсутствие в среде трехвалентного Fe или кислорода воздуха при реакциях H_2S с двухвалентным железом образуются аморфные коллоидные осадки моносulfида, в результате раскристаллизации которого формируется грейгит или маккиновит, но не пирит [20]. Как видно из фиг. 5, в верхней части позднеледниковых глин происходит резкое изменение состава форм серы по сравнению с современными осадками, выраженное в увеличении содержания в ΣS_{H_2S} сульфидной и элементарной S .

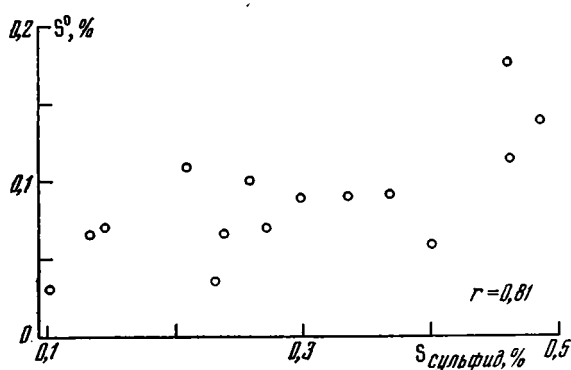
Аналогичная картина наблюдается в верхней части новозвксинских осадков Черного моря, куда в результате диффузии поступает H_2S из вышерасположенных горизонтов древнечерноморских отложений и где наблюдается так называемый «гидротроилитовый» горизонт — слой или слои осадков черного цвета, сильно обогащенные моносulfидами Fe . В толще этих черных прослоев формируются конкреции, основу которых составляет кислоторастворимый сульфид Fe — грейгит (мельниковит), а пирит находится в явно подчиненных (часто следовых) количествах. Как и в случае изучаемых балтийских осадков, этот «гидротроилитовый» прослой в Черном море приурочен к горизонту исчезновения диффузионного H_2S в осадках [5, 6, 26, 27].

Содержание элементарной серы в изучаемых осадках изменяется в более узких (по сравнению с сульфидной) пределах. В верхней пачке современных отложений ее концентрация изменяется от 0,02 до 0,12 (см. таблицу), в позднеледниковых глинах — от 0,005 до 0,14%. Элементарная сера, как и сульфидная, — промежуточная форма, обеспечивающая процессы пиритизации сульфидов Fe и образование органически связанной серы. Источником элементарной серы в восстановленных осадках совре-



Фиг. 5. Распределение изучаемых характеристик по вертикали колонок. Условные обозначения см. фиг. 3

менных водоемов является бактериальный H_2S , а образование ее происходит в результате химического или бактериального окисления H_2S . Поскольку в изучаемых осадках свободный H_2S присутствует даже в поверхностном слое, процесс бактериального окисления H_2S возможен только в пограничном слое наддонная вода — осадки, т. к. в толщу отложений проникновение кислорода из воды маловероятно. Ниже поверхностного слоя образование свободной серы происходит чисто химическим путем при взаимодействии H_2S с $Fe_{реакц}^{3+}$ осадков. Трехвалентное



Фиг. 6. Соотношение между элементарной и сульфидной серой в черных илах Готландской впадины

Fe присутствует в большинстве изученных горизонтов современных отложений даже при максимальных концентрациях H_2S . Именно затрудненностью образования элементарной S может быть объяснено присутствие значительных количеств моносulfида Fe в верхних горизонтах современных отложений. При рассмотрении данных таблицы видно, что в этих осадках отношение $S^0/S_{\text{сульфид}} < 1$, что препятствует быстрой пиритизации моносulfида. В нижних горизонтах современных отложений соотношение между этими формами изменяется в сторону преобладания элементарной серы. Черные прослои позднеледниковых осадков, богатые сульфидной S, также характеризуются дефицитом элементарной серы, несмотря на повышенную ее концентрацию в расчете на сухое вещество.

Между содержаниями сульфидной и элементарной серы в прослоях черных илов, где концентрация $S_{\text{сульфид}} > 0,1\%$, наблюдается достаточно хорошо выраженная взаимосвязь (фиг. 6) с коэффициентом парной корреляции $r = 0,81$.

Аналогичная взаимосвязь наблюдалась ранее в черных сульфидных прослоях новозвксинских отложений Черного моря и Индийского океана [5, 10, 28]. Объяснение такой взаимосвязи S^0 и $S_{\text{сульфид}}$ в черных илах также было дано раньше. Причина этого — в составе кислоторастворимых сульфидов, формирующихся в осадках современных водоемов. Как было сказано выше, помимо моносulfида Fe осадки содержат грейгит (мельниковит), в составе которого наблюдается некоторый избыток S по отношению к Fe. При кислотном разложении этот избыток (по отношению к стехиометрии FeS) выделяется в виде элементарной серы. Поэтому приведенные в таблице значения S^0 отвечают содержанию в осадках суммы действительно элементарной серы и серы, находившейся в составе грейгита.

В составе ΣS_{H_2S} элементарная сера достигает в современных осадках начальных процентов (от 1,5 до 7,1%), несмотря на высокие абсолютные концентрации (см. фиг. 3 и 4). Роль ее в сумме производных H_2S возрастает в черных илах позднеледниковых осадков (см. фиг. 5), где она составляет 20—30% от ΣS_{H_2S} . В некоторых горизонтах позднеледниковых глин элементарная сера может присутствовать в качестве основной формы (до 58% от ΣS_{H_2S} на гор. 10—20 см дночерпательной пробы ст. 3166, по данным таблицы).

Пиритная S является основной формой накопления восстановленной S и конечным продуктом превращения бактериального H_2S в современных осадках морей и океанов.

Присутствие пирита в современных осадках Балтийского моря минералогически идентифицируется повсеместно [1]. Основной формой пирита в осадках является фрамбоидальная, однако встречаются и более крупные агрегаты, представляющие собой сростки и микроконкреции. По минералогическим данным, пирит в большинстве случаев составляет основу тяжелой фракции осадков, иногда его количество может достигать 10% от общей массы осадков [18].

По данным химических исследований, содержание пиритной S в современных осадках Готландской впадины изменяется от 0,47 до 4,44%. Изменение содержания пиритной S в осадках практически полностью определяет изменение накопления в осадках суммы производных H_2S , поскольку для современных осадков пиритная S составляет 66—94% величины ΣS_{H_2S} (см. таблицу, фиг. 3—5). Содержание пиритной S в позднеледниковых глинах — от 0,016 до 1,29%. Приведенное верхнее значение для позднеледниковых осадков относится к горизонтам, переработанным в диагенезе за счет миграционного H_2S , поступавшего сюда из современных отложений. Для «чистых» позднеледниковых глин интервал содержания пиритной S сужается до 0,016—0,11%. Для слоев позднеледниковых глин, непосредственно подстилающих современные илы и имеющих повышенное содержание пирита, доля пиритной S в ΣS_{H_2S} составляет около 96%. Из фиг. 5 видно, что в неизменной поступлении внешнего H_2S позднеледниковой глине роль пиритной S в сумме восстановленных форм может быть как преобладающей (ст. 3168), так и сугубо подчиненной (ст. 3166). В последнем случае S пирита составляет всего 2,5—8% от величины ΣS_{H_2S} .

Следует отметить, что содержание пирита (выраженное через S пирита) в изучаемых осадках Готландской впадины Балтийского моря является максимальным по сравнению со всеми изученными районами океана, осадки которых значительно обогащены ОВ (Калифорнийский залив и прилегающие районы открытого океана, района Перуанского апвеллинга). Во всех перечисленных осадках содержание пиритной S обычно не достигало 2%. Даже в сапропелевых прослоях древнечерноморских отложений (Черное море), где содержание $C_{орг}$ достигает иногда 20% и более, содержание общей восстановленной серы редко поднимается до 3%. Этот феномен изучаемых осадков требует объяснения.

Органическая сера — вторая стабильная форма восстановленной серы, присутствующая в современных осадках. Образование органических производных восстановленной серы происходит при взаимодействии ОВ с элементной серой [19]. Нельзя исключить и возможности взаимодействия сульфидной серы (H_2S , SH^- -ионы) с ОВ. Значительное содержание органически связанной S обычно наблюдается в отложениях, обогащенных ОВ с интенсивно происходящим процессом сульфатредукции (Черное море, районы океанских апвеллингов).

В изучаемых осадках содержание органической S различно в современных и позднеледниковых илах. В современных отложениях, богатых ОВ и содержащих свободный H_2S , по данным таблицы, содержание органической S изменяется от 0,015 до 0,20%. В позднеледниковых глинах оно значительно ниже (0,00—0,030%). В составе суммы производных H_2S современных осадков органическая S занимает от 1,1 до 13,5% ΣS_{H_2S} ; для позднеледниковых глин органическая S составляет максимум 2,6% ΣS_{H_2S} .

При рассмотрении состава суммы восстановленной S в современных отложениях (фиг. 3, 4) в распределении органической S по вертикали наблюдается общая закономерность, свойственная всем колонкам. Содержание $S_{орг}$ в составе ΣS_{H_2S} в распределении по колонке имеет хорошо выраженный минимум. В большинстве случаев минимум $C_{орг}$ связан с горизонтами максимума $C_{орг}$ и ΣS_{H_2S} . Однако имеются и исключения (ст. 3169), где минимум $S_{орг}$ не совпадает с максимумами указанных ха-

рактистических. Аналогичная картина распределения $S_{орг}$ по вертикали ранее наблюдалась в осадках зоны Перуанского апвеллинга [9]. Причина такого распределения в том, что часть органической S образуется быстро в верхних горизонтах анаэробных осадков в результате взаимодействия ОБ с элементной серой. Относительное содержание $S_{орг}$ в составе ΣS_{H_2S} вниз по колонке уменьшается за счет роста $S_{пирит}$. Другая часть $S_{орг}$ образуется более медленно в результате взаимодействия сульфидной S с ОБ, что приводит к росту общего содержания $S_{орг}$ как в расчете на осадок, так и в сумме восстановленной S.

Сумма восстановленных форм серы (ΣS_{H_2S}) характеризует общее накопление восстановленной S в осадках. Эта величина в зависимости от условий может быть использована для характеристики интенсивности сульфатредукции (слабовосстановленные осадки) и характеристики емкости осадков по отношению к H_2S (сильновосстановленные осадки в присутствии свободного H_2S).

По данным таблицы, содержание ΣS_{H_2S} в верхней пачке современных осадков изменяется от 0,84 до 4,86% S при среднем значении 1,83 % S. По данным [29], в осадках Кильского залива среднее содержание восстановленной S в осадках — около 1,3%. Это очень высокие значения концентраций восстановленной S в современных осадках. В осадках области Перуанского апвеллинга в Тихом океане при сравнимых концентрациях ОБ содержание восстановленной серы составляет только 0,75% [9]. Для сравнения можно привести также данные по осадкам сероводородной зоны Черного моря. Среднее значение ΣS_{H_2S} для проб с глубинами >1200 м, т. е. находящихся под более чем 1000-метровым слоем сероводородной воды, в отложениях Черного моря составляет 1,22% S. Другими словами, в современных осадках Готландской впадины Балтики накопление восстановленной S происходит в 1,5 раза сильнее, чем в осадках сероводородной зоны Черного моря.

Позднеледниковые глины характеризуются значительно меньшим содержанием восстановленной S. По данным таблицы, ΣS_{H_2S} для этих осадков — от 0,034 до 1,34% S. Если же отбросить максимальные значения, где ΣS_{H_2S} создана в результате поступления H_2S из современных осадков, то интервал содержания сужается до 0,034—0,66 при среднем значении 0,32% S. Сравнение с современными осадками показывает, что последние почти в 6 раз богаче соединениями восстановленной S — производными бактериального H_2S .

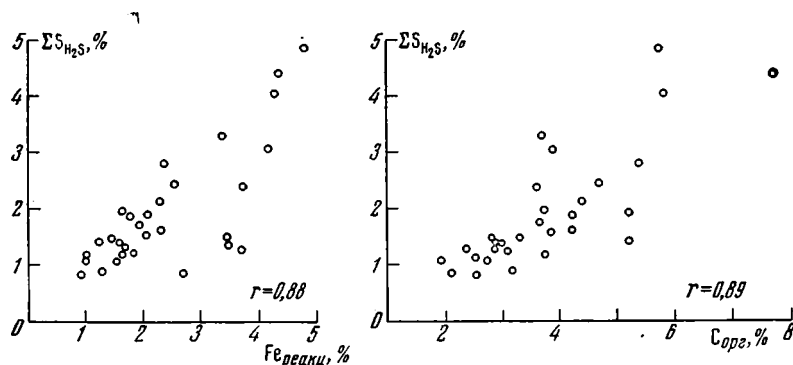
Основная причина этого — разница в содержании ОБ. По приведенным в таблице данным, средние содержания $C_{орг}$ в современных и позднеледниковых осадках составляют 3,55 и 0,44% соответственно, т. е. современные осадки в 8 раз богаче ОБ.

Из фиг. 3 и 4 видно, что при распределении по вертикали колонок в пределах современных осадков содержания ΣS_{H_2S} и $C_{орг}$ изменяются практически синхронно (за исключением единичных горизонтов), т. е. образование бактериального H_2S и накопление восстановленной S в осадках в ходе диагенеза прямо связаны с накоплением ОБ, происходящим в результате седиментогенеза. Ярко выраженную взаимосвязь содержания восстановленной S с содержанием ОБ показывает фиг. 7. Расчет коэффициента парной корреляции между содержаниями $C_{орг}$ и ΣS_{H_2S} показывает его высокое значение ($r=0,89$).

Сама по себе хорошая корреляция между ОБ осадков и величиной накопления восстановленной серы не может вызвать удивления, поскольку этот факт был установлен ранее для восстановленных осадков разных водоемов или разных районов Мирового океана. Однако также неоднократно было показано, что взаимосвязь между $C_{орг}$ и ΣS_{H_2S} соблюдается только при содержаниях $C_{орг}$ не более 2—3%. При более высоких и максимально высоких концентрациях $C_{орг}$ корреляция между его содержаниями и концентрацией ΣS_{H_2S} ослабляется или совершенно нарушается [6, 7, 9, 12]. Специфика изучаемых осадков Готландской котловины заключается в том, что и при содержаниях $C_{орг}$ более 2—3% хорошая корреляция между ОБ и восстановленной S сохраняется. Объясне-

ние этому факту следует искать в специфике накопления и превращения реакционно-способного Fe в осадках.

Как отмечено Е. М. Емельяновым [16, 18], в сравнении с осадками других водоемов, имеющих высокие концентрации ОВ, изучаемые современные осадки Готландской впадины характеризуются значительно повышенным содержанием $Fe_{\text{реакц}}$. Концентрация общего $Fe_{\text{реакц}}$ в современных осадках изменяется от 0,9 до 4,5%, а в позднеледниковых глинах — от 0,5 до 6,6%. Для сравнения с другими водоемами можно привести опубликованные ранее данные по содержанию $Fe_{\text{реакц}}$ в осадках сероводородной зоны Черного моря (1,34—3,14%) [31], в осадках зоны



Фиг. 7. Взаимосвязь содержания восстановленной серы, углерода органического вещества и реакционноспособного железа в голоценовых осадках района Готландской впадины

Перуанского апвеллинга (0,31—1,55%) [9], Калифорнийского залива (0,54—1,83%), на профиле от берегов Мексики в Тихом океане (0,62—1,49%) [23].

Обсуждая состав $Fe_{\text{реакц}}$ в изучаемых осадках, необходимо иметь в виду, что в окислительных условиях речных и морских вод основной формой поступления его на дно является гидроокись Fe^{3+} . Соотношение в осадках реакционноспособного и обломочного Fe по вертикали не остается постоянным (см. фиг. 3—5), а более или менее значительно изменяется, отражая изменения условий и интенсивности осадконакопления.

Результаты изучения состава $Fe_{\text{реакц}}$, приведенные на фиг. 3—5, г, показывают, что мы имеем дело с коренным образом переработанными на начальном этапе диагенеза формами. Подавляющая часть реакционноспособного Fe даже на поверхности изучаемых осадков представлена двухвалентными сульфидными и несulfидными формами. Наибольшие количества Fe^{3+} наблюдаются на отдельных горизонтах позднеледниковых глин (ст. 3166, 3168, см. фиг. 5, г), и могут составлять до 40—50% от $Fe_{\text{реакц}}$. В пределах современных (позднеголоценовых) осадков Fe^{3+} в большинстве горизонтов не достигает 10% от $Fe_{\text{реакц}}$.

В двухвалентных формах реакционноспособного Fe соотношение между сульфидными и несulfидными составляющими переменное, но в большинстве изученных проб преобладают сульфидные формы. Особенно велико содержание сульфидов Fe (пирит + кислоторастворимые сульфиды) в составе $Fe_{\text{реакц}}$ на горизонтах максимумов $C_{\text{орг}}$ и ΣS_{H_2S} . В этих случаях содержание сульфидных форм увеличивается до 90% от общего $Fe_{\text{реакц}}$ и более. Как видно из фиг. 3—5, г, содержание Fe кислоторастворимых сульфидов в составе $Fe_{\text{реакц}}$ в большинстве колонок в пределах современных отложений изменяется достаточно закономерно: максимальные концентрации его наблюдаются на поверхности дна, в нижележащих слоях концентрации постоянно уменьшаются, иногда до следовых количеств. Как уже отмечалось выше, это связано с постепенной пиритизацией моносulfида Fe.

Высокая степень сульфидизации $Fe_{\text{реакц}}$ в изучаемых осадках являет-

ся аномальной. Обычно в осадках с интенсивной сульфатредукцией даже в присутствии значительных количеств свободного H_2S содержание сульфидного Fe составляет 40—60% $\text{Fe}_{\text{реакц}}$, редко (в отдельных горизонтах) поднимаясь до 80% [9, 11, 13, 14, 25, 31]. Это связано с процессами образования аутигенных силикатов Fe^{2+} , протекающими параллельно образованию сульфидов. В осадках Балтийского моря и во всяком случае в изучаемом районе аутигенные силикаты, видимо, не образуются или образуются в незначительных количествах и не могут конкурировать с сульфидообразованием. Причиной этого является крайне низкое содержание SiO_2 аморфн в осадках, прилегающих к Готланду. По данным А. И. Блажчишина [2], пелитовые илы Готландской впадины в среднем содержат 1,85% SiO_2 аморфн, а в илах стагнированной зоны впадины содержание уменьшается до 0,7%.

Таким образом, изученные осадки Готландской впадины характеризуются необыкновенно благоприятными условиями для сульфидообразования и благодаря высокому содержанию $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ обладают большой емкостью по отношению к H_2S . Содержание сульфидов Fe в осадках и, следовательно, величина $\Sigma\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ определяются при избытке H_2S содержанием реакционноспособного Fe. Как видно из фиг. 7, между концентрациями $\Sigma\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ и $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ в осадках наблюдается хорошо выраженная взаимосвязь с высоким коэффициентом парной корреляции $r=0,88$.

Изучение форм соединений S и превращений реакционноспособных форм Fe в донных отложениях Готландской впадины позволяет сделать следующее заключение.

Окислительно-восстановительные процессы диагенеза в донных отложениях района Готландской впадины протекают в ярко выраженных восстановительных условиях, что определяется наличием свободного H_2S и низкими отрицательными значениями потенциала платинового электрода даже в поверхностных слоях осадков.

По характеру протекания превращений в диагенезе соединений S и Fe изучаемые осадки близки, с одной стороны, осадкам приконтинентальной зоны океана с максимально высокими для океана содержаниями ОВ (районы Калифорнийского и Перуанского апвеллингов), с другой — осадкам глубоководной части Черного моря с мощным слоем сероводородного заражения в наддонной воде. Высокие концентрации ОВ, накапливающегося в осадках в сравнительно свежем состоянии из-за малых глубин бассейна, приводят к очень интенсивному процессу бактериальной сульфатредукции на поверхности, что ведет к насыщению реакционноспособного Fe сульфидной S и появлению свободного H_2S . В силу этого наблюдаемые даже в верхней части голоценовых осадков колебания в содержании восстановленной S и в составе форм реакционноспособного Fe по вертикали связаны не с диагенетическими превращениями, а с изменениями условий седиментации, определяющими содержание ОВ, соотношение реакционноспособного и обломочного Fe в изучаемых осадках. Другими словами, общее содержание восстановленной серы и состав реакционноспособных форм железа в осадках Готландской впадины складываются в первых дециметрах (10—20 см) верхнего слоя осадков и далее практически не меняются. Судя по характеру распределения свободного H_2S (учитывая практически полное насыщение осадков сульфидной S в верхних горизонтах), наиболее интенсивный процесс сульфатредукции идет также в поверхностных слоях, а ниже значительно ослабевает.

Спецификой изучаемых голоценовых осадков по сравнению с осадками океана являются высокое содержание моносulfида Fe и замедленная пиритизация его во времени. Связано это с дефицитом элементной серы, который объясняется протеканием процессов окисления не в толще осадков или поверхностном слое их, а главным образом в наддонной воде, где элементная сера не накапливается, а сравнительно быстро окисляется до сульфата. Аналогичные явления характерны для осадков верхней части материкового склона Черного моря, где также наблюдается накопление гидротроилита.

Позднеледниковые глины, подстилающие современные отложения в изучаемом районе, характеризуются значительно меньшими концентрациями ОВ и более слабым развитием сульфатредуцирующего процесса. Верхняя пачка позднеледниковых глин находится под непосредственным воздействием покрывающих современных отложений. Это воздействие выражается в миграции H_2S , накоплении его производных и значительной переработке позднеледниковых глин в части форм реакционноспособного Fe.

Литолого-геохимическая ситуация, наблюдаемая в осадках изучаемого района, в этом отношении аналогична черноморской, где голоценовые осадки, богатые ОВ и содержащие свободный H_2S , покрывают глины новозвксинского бассейна, имеющего также более низкую соленость, большие абсолютные скорости осадконакопления, меньшие содержания ОВ в осадках и слабее развитые окислительно-восстановительные процессы. Границей влияния современных осадков на позднеледниковые в Балтийском море, как и в Черном, являются, по-видимому, прослои черных гидротроилитовых илов.

Литература

1. Блажчишин А. И. Минеральный состав донных осадков.— В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Моклас, 1976, с. 221—254.
2. Блажчишин А. И. Основные химические компоненты в донных осадках.— В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Моклас, 1976, с. 255—287.
3. Волков И. И. Распределение свободного сероводорода в осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 3, с. 676—679.
4. Волков И. И. Распределение сероводорода по вертикали осадков Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1, с. 125—130.
5. Волков И. И. Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в отложениях Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1964, т. 67, с. 101—134.
6. Волков И. И. Химические элементы в толще глубоководных осадков Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1973, т. 63, с. 148—171.
7. Волков И. И. Некоторые геохимические проблемы микробиологических процессов диагенеза современных морских осадков.— В кн.: Экология и геохимическая деятельность микроорганизмов. Пушино: НЦБИ АН СССР, 1976, с. 70—83.
8. Волков И. И., Жабина Н. Н. Методы определения различных соединений серы в морских осадках.— В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, с. 5—27.
9. Волков И. И., Жабина Н. Н., Демидова Т. П., Соколов В. С. Окислительно-восстановительные процессы в осадках зоны Перуанского апвеллинга.— В кн.: Геохимическая деятельность микроорганизмов в осадках Тихого океана. Пушино: НЦБИ АН СССР, 1981, с. 92—134.
10. Волков И. И., Жабина Н. Н., Соколов В. С. и др. Соединения серы в осадках Аравийской части Индийского океана.— Геохимия, 1981, № 10, с. 1569—1590.
11. Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н. Соединения серы в диагенезе осадков профиля.— В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980, с. 51—69.
12. Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Фомина Л. С. Соединения серы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана.— В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976, с. 136—170.
13. Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Ягодинская Т. А. Сера в тихоокеанских осадках к востоку от Японии.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4, с. 50—64.
14. Волков И. И., Тихомирова А. А. Формы железа в донных отложениях кислородной зоны Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4, с. 24—37.
15. Геология Балтийского моря/Под ред. Гуделиса В. К., Емельянова Е. М. Вильнюс: Моклас, 1976. 384 с.
16. Емельянов Е. М. Аллюмосиликатный карбонатно-марганцовистый литолого-геохимический район Готландской и Ландсортской впадин.— В кн.: Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981, с. 135—180.
17. Леин А. Ю., Вайнштейн М. Б., Намсараев Б. Б. и др. Биогеохимия анаэробного диагенеза современных осадков Балтийского моря.— Геохимия, 1982, № 3, с. 428—440.
18. Осадкообразование в Балтийском море/Под ред. Лисицына А. П., Емельянова Е. М. М.: Наука, 1981. 248 с.
19. Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1953, т. 7, с. 70—90.
20. Розанов А. Г. Экспериментальное изучение условий образования низкотемпературных сульфидов железа.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1973, т. 63, с. 172—184.
21. Розанов А. Г. К вопросу определения величины окислительно-восстановительного потенциала в морских осадках.— В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1975, с. 5—16.
22. Розанов А. Г., Волков И. И., Жабина Н. Н., Ягодинская Т. А. Сероводород в осад-

- ках берегового склона северо-западной части Тихого океана.— *Геохимия*, 1971, № 5, с. 543—550.
23. Розанов А. Г., Волков И. И., Пушкина З. В. и др. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана (соединения железа и марганца).— В кн.: Биохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976, с. 136—170.
 24. Соколов В. С., Соколова Е. Г. Объемный метод определения карбонатов и углерода органических веществ в морских осадках.— В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1975, с. 17—24.
 25. Страхов Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 92—119.
 26. Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1963, № 1, с. 7—27.
 27. Страхов Н. М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1971, № 3, с. 3—17.
 28. Berner R. A. Iron sulfides in Pleistocene deep Black Sea sediments and their paleo-oceanographic significance.— In: *The Black Sea. Geology, Chemistry and Biology*. Tulsa, Okla, AAPG, 1974, p. 524—531.
 29. Hartmann M., Nielsen H. $\delta^{34}\text{S}$ -Werte in rezenten Meeressedimenten und ihre Deutung am Beispiel einiger Sedimentprofile aus der westlichen Ostsee.— *Geol. Rundschau*, 1969, B. 58, № 3, S. 621—655.
 30. Manheim A. Geochemical profile in the Baltic Sea.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1961, v. 25, № 1, p. 52—70.
 31. Rozanov A. G., Volkov I. I., Yagodinskaya T. A. Forms of iron in surface layer of Black Sea sediments.— In: *The Black Sea. Geology, Chemistry and Biology*. Tulsa, Okla, AAPG, 1974, p. 532—541.
 32. Suess E. Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, v. 43, № 2, p. 339—352.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
22.XI.1982

УДК 552.54/546.72/551.76(235.2)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ СЕМЕЙСТВА ЖЕЛЕЗА В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ (НА ПРИМЕРЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА)

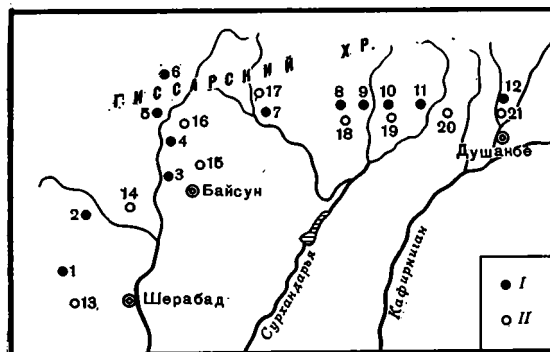
**ТИМОФЕЕВ П. П., ВАЛИЕВ Ю. Я., ПАЧАДЖАНОВ Д. Н.,
АДАМЧУК И. П., КОРСУН В. И.**

Рассматриваются закономерности распределения и формы нахождения Fe, Mn, Ti, Cr, Ni, Co, V в различных петрографических типах карбонатных пород средневерхнеюрских и верхнемеловых толщ Гиссарского хребта. Установлено, что колебания содержаний элементов в фациальном ряду карбонатных пород зависят от количества в них терригенной примеси. Определение элементов в отдельных фазах карбонатов показало, что большая часть Ti, Cr, V, Fe (от валового содержания) приурочена к нерастворимому остатку, а Mn, Ni, Co — к карбонатному веществу. Для исследуемого региона подсчитаны кларковые содержания Fe, Ti, Mn, Cr, Ni, Co, V с учетом генетических особенностей пород и их вещественного состава.

До настоящего времени сведения по распределению и формам нахождения Ti, Cr, V, Ni и Co в карбонатных породах крайне незначительны. Немногочисленные данные относятся к их валовым содержаниям в известняках и доломитах [11, 15, 20, 21]. В последнее время появились отдельные публикации, в которых на основании фазового анализа карбонатных пород установлена связь определенного количества редких элементов, в том числе и элементов семейства железа, не только с терригенной примесью, но и с карбонатной фазой [4, 17, 19].

Цель настоящего исследования — изучение форм нахождения Fe, Mn, Ti, Cr, Ni, Co, V и закономерностей их распределения на примере различных генетических типов средневерхнеюрских и верхнемеловых известняков и доломитов южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Fe, Mn, Ti определяли рентгенофлуоресцентным методом на приборе VRA-2, Cr, Ni, Co, V — спектрально-эмиссионным на ДФС-8 по разработанной в Институте химии АН Таджикской ССР методике. В качестве эталонов использовались зарубежные (ZGJ—GM, BM, TB, KH, G-2) и отечественные стандарты (ДИМ, МИВ, СТ, СГД, СГ и др.) горных пород, а также готовились искусственные смеси, имитирующие состав карбонатов и силикатов и содержащие известное количество определяемых элементов. Чувствительность методик при определении Fe, Mn и Ti составляет $1 \cdot 10^{-2}$ — $10^{-3}\%$, Cr, Ni, Co, V — $1 \cdot 10^{-3}\%$. Относительная ошибка определения в случае Fe, Mn, Ti — 1,5—2, а Cr, Ni, Co, V — 15—20%.

Изучались карбонатные породы из 21 опорного разреза средневерхнеюрских и верхнемеловых отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта (фиг. 1). Детальным литолого-фациальным анализом по методике [16] установлено, что карбонатные породы исследуемых толщ накапливались в эпиконтинентальном морском бассейне в различных фациальных обстановках. В целом в исследуемых отложениях в трансгрессивном цикле осадконакопления выделяются карбонатные осадки заливно-лагунного генезиса (фации МПП, МПК), прибрежного мелководья (фации ММП, МММ), карбонатные породы, сформировавшиеся при регрессивном цикле осадконакопления в условиях прибрежного мелководья и частично изолированных заливов и лагун при аридизации климата и повышенной солености морских вод (фации МАО, МСК, ЗСГ). Подробная характеристика выделяемых фаций и ус-



Фиг. 1. Схематическая карта расположения опробованных разрезов юрских и верхнемеловых отложений Гиссарского хребта
 I — место нахождения описанных юрских разрезов: 1 — Вандоб; 2 — Кызыл-Алма; 3 — Туода; 4 — Дербент; 5 — Чакчар; 6 — Бахча; 7 — Хандиза; 8 — Шаргунь; 9 — Оби-заранг; 10 — Ширкент; 11 — Ханака; 12 — Лучоб; II — место нахождения описанных верхнемеловых разрезов: 13 — Газ-Дагана; 14 — Акрabat; 15 — Аулят; 16 — Игрису; 17 — Хандиза; 18 — Шаргунь; 19 — Ширкент; 20 — Хачильер; 21 — Лучоб

ловия их образования приводятся в работах [1, 2, 17]. Карбонатонакопление в юрское время несколько отличается от позднемелового. Карбонатные породы средней и верхней юры приурочены к концу трансгрессивного цикла осадконакопления и формировались в относительно спокойной тектонической обстановке. Они образуют непрерывную толщу мощностью от 50 м на северо-востоке региона до 650 м на юго-западе. Карбонатные породы в основном представлены относительно чистыми (5—10% н. о.) преимущественно хемогенными известняками (с подчиненным количеством биогенного материала) гумидного литогенеза, исключая самые верхи верхней юры, сложенной осадками, образовавшимися в аридных условиях.

Верхнемеловые карбонатные породы встречаются в разрезе в виде мелких линзообразных и пластовых тел (0,1—3 м), переслаивающихся с песчано-глинистыми отложениями в трансгрессивно-регрессивной толще. Они представлены в основном биогенными образованиями со значительной примесью терригенного материала (10—50%) песчано-глинистой размерности. Формирование их происходило при тектонической активизации региона и сравнительно больших скоростях осадконакопления в аридных климатических условиях.

Основным пороодообразующим минералом карбонатных пород является кальцит. Доломит распространен незначительно, встречаясь часто в виде примеси в различных типах известняков. По вещественному составу, структурно-текстурным и генетическим признакам выделяется несколько разновидностей известняков и доломитов. Известняки представлены органогенными, органогенно-детритовыми, детритовыми, микрозернистыми, оолитовыми, глинистыми, песчанистыми, доломитизированными и смешанного типа разностями. Доломиты в чистом виде не встречены. Выделяются глинистые и известковые доломиты [1, 2].

Терригенную примесь (н. о.) карбонатных пород выделяли обработкой проб 5%-ным раствором HCl. Количество н. о. колеблется от 0,2% в чистых известняках до 50% в песчанистых разностях. В составе н. о. обнаружены кварц, полевые шпаты, обломки метаморфических пород и глинистые минералы (гидролюда, каолинит, монтмориллонит и хлорит). Среди акцессорных минералов встречаются сфен, ильменит, магнетит, циркон, рутил, турмалин и др. Аутигенные минералы представлены кроме кальцита и доломита халцедоном, арагонитом, баритом, хлоритом, гетитом и глауконитом (верхний мел).

Элементы семейства железа обнаруживаются практически во всех типах пород средней и верхней юры и верхнего мела (табл. 1, 2). В от-

Распределение элементов семейства Fe в карбонатных породах средней и верхней юры Гиссарского хребта

Порода	н. о., %	Fe	Mn	Ti	Cr	Ni	Co	V
Микрозернистый известняк	<5	0,21 51	0,015 51	0,036 48	34 26 (25)	39 22 (29)	Не обн. 51	35 38 (12)
Слабоглинистый известняк	5—10	0,61 10	0,038 10	0,047 11	50 12	52 9 (3)	28 3 (10)	59 11 (2)
Глинистый известняк	10—20	0,67 6	0,049 6	0,064 6	55 6	52 6	33 3 (3)	60 6
Сильнопесчанистый известняк	20—50	1,70 7	0,069 7	0,150 7	63 7	51 7	19 5 (2)	71 7
Органогенно-детритовый известняк	<5	0,65 1	0,022 1	0,04 1	Не обн.	32 1	Не обн.	11 1
Глинистый органогенно-детритовый известняк	5—20	1,36 4	0,054 4	0,044 4	56 3 (1)	38 4	19 4	62 5
Сильнопесчанистый органогенно-детритовый известняк	20—50	2,71 3	0,170 3	0,125 3	33 2	69 2	33 3	35 3
Водорослевый известняк	<5	0,12 3	0,008 3	0,029 3	16 3	18 3	32 1 (2)	18 2 (1)
Глинистый водорослевый известняк	5—20	1,03 3	0,028 3	0,087 3	33 3	41 3	20 1 (2)	44 3
Оолитовый известняк	<5	0,15 4	0,008 4	0,033 4	49 3 (1)	52 3 (1)	Не обн. 4	44 4
Глинистый оолитовый известняк	5—20	1,11 2	0,042 2	0,048 2	50 1 (1)	35 2	Не обн. 2	63 2
Доломитизированный известняк	<5	0,34 4	0,020 4	0,045 4	35 1 (3)	Не обн. 4	Не обн. 4	17 2 (2)
Известковый доломит	<5	0,83 2	0,032 2	0,043 2	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Песчанистый известковый доломит	5—20	3,08 1	0,08 1	0,110 1	59 1	47 2	19 1 (1)	45 2

Примечание. Содержания Fe, Mn, Ti даются в %, Cr, Ni, Co, V — в г/т; в числителе — содержания элементов, в знаменателе — количество анализов; цифры в скобках — количество анализов, в которых элемент не обнаружен.

носителем чистых известняках средней и верхней юры (н. о. <5%) содержание Co ниже предела обнаружения использованного метода анализа.

Основная закономерность в распределении Fe, Mn, Ti, Cr, Ni, Co, V заключается в увеличении их содержаний от относительно чистых известняков к глинистым и песчанистым их разновидностям, что отражает приуроченность этих элементов к терригенной примеси. Все элементы семейства железа обнаруживают тесные корреляционные связи между собой и особенно с Fe и Mn («+» — положительные, «—» — отрицательные значимые корреляционные связи при $r_{0,05}$, фиг. 2, а, б).

В целом эти связи могут быть обусловлены близкими формулами нахождения элементов либо в карбонатной фазе, либо в терригенной примеси — силикатах, акцессорных, аутигенных минералах, гидроокислах Fe и Mn и органическом веществе. Более тесные связи Ti, Cr, V с Fe и Mn в средневерхнеюрских карбонатных породах могут указывать на их преимущественную связь с н. о. пород, а ослабление связи и появление значимых отрицательных связей в верхнемеловых аридных карбонатных породах может быть следствием приуроченности элементов к карбонатной фазе. Интересно, что с переходом от гумидного типа карбонатакопления к аридному связи элементов семейства железа ослабевают, что может быть следствием изменения миграционной способности элементов с аридизацией. Поэтому рассмотрим распределение элемен-

Средние содержания элементов семейства Fe в карбонатных породах верхнего мела Гиссарского хребта*

Порода	н. о., %	Fe	Mn	Ti	Cr	Ni	Co	V
Мелкозернистый известняк	<5	0,73 3	0,098 3	0,08 3	45 3	64 3	18 2(1)	63 3
Слабоглинистый известняк	5—10	1,10 7	0,127 7	0,07 7	49 9	50 9	25 5(4)	56 8
Глинистый известняк	10—20	4,0 7	0,26 6	0,26 7	43 7	41 6	21 1(6)	65 8
Слабопесчанистый известняк	5—10	0,59 4	0,075 4	0,08 4	40 4	50 2(2)	Не обн. 3	36 4
Сильнопесчанистый известняк	20—50	1,34 16	0,14 16	0,10 16	77 16	58 16	18 12	71 11
Органогенный и органогенно-детритовый известняк	<5	0,51 8	0,09 8	0,07 8	47 7(3)	38 7(3)	22 1(10)	51 10
Глинистый органогенно-детритовый известняк	5—20	1,22 14	0,161 14	0,08 14	57 14	45 14	27 5(9)	62 16
Песчанистый органогенно-детритовый известняк	5—20	0,91 7	0,23 7	0,08 7	66 8	54 8	20 2(6)	72 7
Сильнопесчанистый органогенно-детритовый известняк	20—50	1,64 5	0,16 5	0,11 5	60 6	55 6	17 3(3)	85 7
Глинистый доломитизированный известняк	5—20	0,80 2	0,075 2	0,07 2	45 2	28 2	Не обн. 2	41 2
Песчанистый доломитизированный известняк	5—20	2,02 3	0,18 3	0,08 3	61 2	44 2	22 1(2)	28 3
Глинисто-известковый доломит	5—20	0,28 2	0,014 2	0,06 2	15 2	Не обн. 2	Не обн. 2	29 2
Сильноглинистый доломит	27,5	4,41 1	0,28 1	0,1 1	110 1	64 1	Не обн.	35 1
Сильнопесчанистый доломит	20—50	1,94 4	0,25 4	0,11 4	41 4	27 4	25 1(3)	25 4
Сильноглинистый доломитизированный известняк	37,4	1,15 1	0,14 1	0,06 1	Не обн.	22 1	Не обн.	50 1
Глинистый известковый доломит	22,3	1,77 1	0,12 1	0,06 1	180 1	60 1		100 1

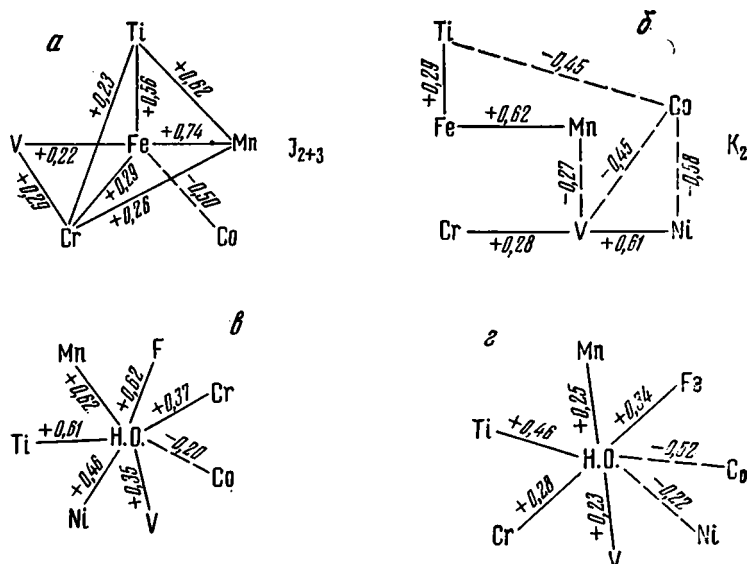
* См. примечание к табл. 1.

тов в фациальном профиле осадконакопления в зависимости от изменения количества н. о. карбонатных пород и климатических условий.

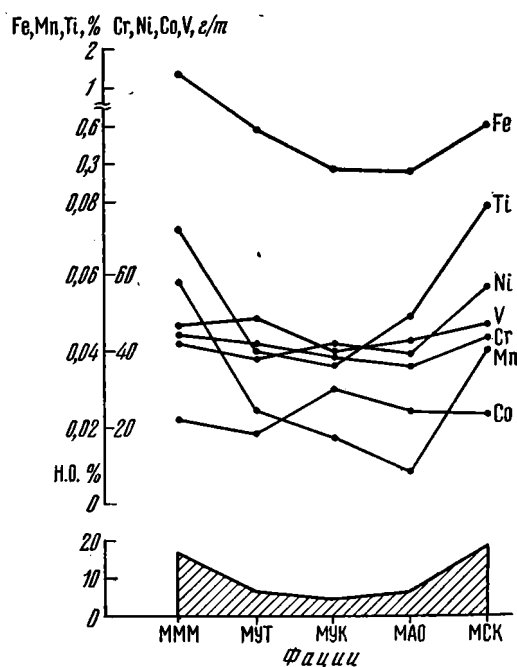
В средневерхнеюрских карбонатных породах наблюдается четкое уменьшение содержаний всех элементов (за исключением Co) от прибрежно-морских и заливно-лагунных фаций в глубь морского бассейна. Аналогичную закономерность в фациальном профиле показывают и изменения количества н. о. карбонатных пород (фиг. 3). Следовательно, основная часть элементов семейства железа приурочена к терригенной примеси карбонатов, на что указывают установленные тесные корреляционные связи всех элементов с н. о., за исключением Co (см. фиг. 2, в).

Особенно сильные положительные корреляционные связи характерны для Fe, Ti и Mn с н. о. пород ($r = +0,61-0,62$, $r_{0,05} = 0,19$). Только между Co — н. о. обнаружена обратная связь, что может указывать на его приуроченность в большей степени к карбонатной составляющей пород.

Распределение элементов семейства железа в верхнемеловых известняках по фациальному профилю менее дифференцировано по сравнению со средневерхнеюрскими. Это объясняется незначительным изме-



Фиг. 2. Корреляционные связи между элементами

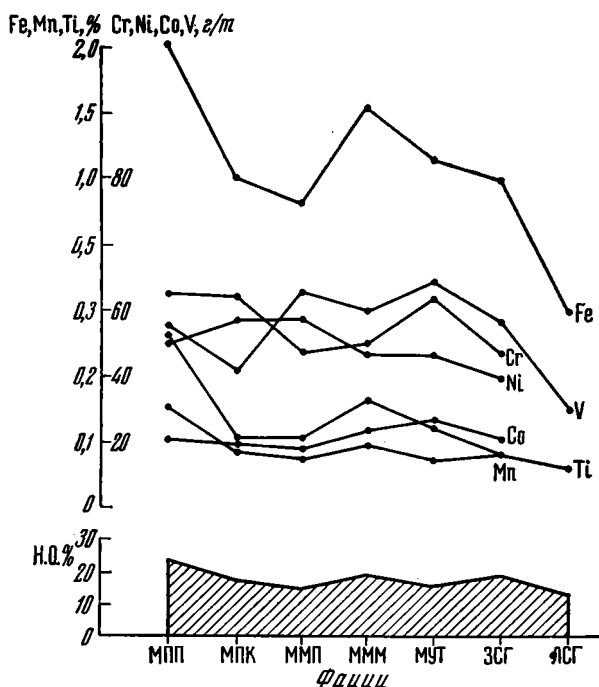


Фиг. 3. Распределение элементов семейства железа и н.о. в карбонатных породах средней и верхней юры в зависимости от фациальной обстановки

нением количества терригенной примеси в различных фациальных типах пород от прибрежной зоны в глубь бассейна (см. фиг. 3). Однако и в верхнемеловых отложениях почти все элементы, за исключением Co и Ni, показывают значимые положительные связи с н. о. карбонатов (см. фиг. 2, в).

Для Ni и Co характерна обратная связь с н. о. карбонатных пород. Очевидно, Ni и Co находятся в известняках верхнего мела в карбонатной фазе.

Сравнение содержаний элементов семейства железа в зависимости от климатических условий их накопления (средневерхнеюрских с верх-



Фиг. 4. Распределение элементов семейства железа и н.о. в карбонатных породах верхнего мела в зависимости от фациальной обстановки

немеловыми) и генезиса пород существенных различий не обнаружило, за исключением Fe и Mn. В верхнемеловых карбонатных породах в однотипных литологических разностях при равных содержаниях терригенной примеси наблюдаются несколько повышенные содержания Fe и Mn по сравнению со средневерхнеюрскими карбонатными породами (см. табл. 1, 2), что обусловлено, по всей вероятности, особенностями вещественного состава н. о. В верхнемеловых карбонатных породах в составе н. о. кроме обломочных и глинистых минералов в заметных количествах обнаружены минералы гетит-гидрогетитового состава и глауконит, что является причиной повышенных концентраций Fe и Mn. В средневерхнеюрских и верхнемеловых карбонатных породах содержания Ti, Cr, Ni, Co и V близки.

Содержания элементов группы железа в н. о. изученных карбонатных пород находятся на уровне кларковых содержаний, характерных для песчано-глинистых пород земной коры (табл. 3). В целом установлено преимущественное накопление всех элементов в глинистой фракции. Известно, что в осадочных породах концентратором и носителем Fe, Mn, Ti, Cr, Ni, Co, V являются глинистые минералы [9, 10].

Повышенное количество обломочных алюмосиликатов и акцессорных минералов в прибрежно-морской зоне (фации МПП, МПК) верхнемелового бассейна седиментации приводит к увеличению количества Ti, Cr, Ni, V в песчаной фракции по сравнению с глинистой.

Установленные закономерности распределения элементов семейства железа в карбонатных породах хорошо согласуются с геохимическими свойствами исследуемых элементов в зоне гипергенеза. По своим химическим свойствам и миграционной способности в поверхностных водах Fe, Ti, Cr, V относятся к малоподвижным элементам. Следовательно, они поступают в конечные водоемы стока в основном в составе взвеси — в обломочных (алюмосиликаты), акцессорных, глинистых минералах, а также в виде геля гидроокислов. Mn, Ni и Co относятся к относительно подвижным элементам и в конечные водоемы могут поступать как в составе взвеси, так и в виде истинных растворов [5, 6, 15]. Поэтому

Средние содержания элементов семейства Fe в н. о. карбонатных пород средней и верхней юры и верхнего мела Гиссарского хребта*

Возраст отложений	Фация	Литологический состав	Fe	Mn	Ti	Cr	Ni	Co	V
Средневерх- неюрские	МММ	Песчанистый	$\frac{3,2}{6}$	$\frac{0,012}{6}$	$\frac{0,50}{6}$	$\frac{116}{6}$	$\frac{24}{6}$	$\frac{10}{1(5)}$	$\frac{74}{6}$
		Глинистый	$\frac{4,2}{7}$	$\frac{0,025}{7}$	$\frac{0,40}{7}$	$\frac{140}{7}$	$\frac{65}{7}$	$\frac{13}{6(1)}$	$\frac{121}{7}$
	МУТ	»	$\frac{5,1}{7}$	$\frac{0,021}{7}$	$\frac{0,57}{7}$	$\frac{168}{7}$	$\frac{88}{7}$	$\frac{13}{3(4)}$	$\frac{216}{7}$
	МУК	»	$\frac{3,6}{5}$	$\frac{0,017}{5}$	$\frac{0,50}{5}$	$\frac{114}{10}$	$\frac{104}{5}$	$\frac{19}{7}$	$\frac{139}{9}$
	МПП	Песчанистый	$\frac{2,5}{4}$	$\frac{0,014}{4}$	$\frac{0,46}{4}$	$\frac{58}{4}$	$\frac{36}{4}$	$\frac{11}{4}$	$\frac{75}{4}$
		Глинистый	$\frac{8,0}{7}$	$\frac{0,046}{7}$	$\frac{0,47}{7}$	$\frac{47}{7}$	$\frac{26}{7}$	$\frac{11}{3(4)}$	$\frac{68}{7}$
Верхнемело- вые	МПК	Песчанистый	$\frac{1,6}{3}$	$\frac{0,09}{3}$	$\frac{0,28}{3}$	$\frac{66}{3}$	$\frac{23}{3}$	$\frac{10}{3}$	$\frac{87}{3}$
		Глинистый	$\frac{3,7}{3}$	$\frac{0,05}{3}$	$\frac{0,47}{3}$	$\frac{28}{3}$	$\frac{10}{3}$	Не обн.	$\frac{47}{3}$
	ММП	Песчанистый	$\frac{2,0}{9}$	$\frac{0,014}{7}$	$\frac{0,34}{8}$	$\frac{87}{8}$	$\frac{19}{8}$	$\frac{10}{7}$	$\frac{104}{8}$
		Глинистый	$\frac{3,7}{4}$	$\frac{0,026}{4}$	$\frac{0,40}{4}$	$\frac{108}{4}$	$\frac{26}{4}$	$\frac{11}{3}$	$\frac{124}{4}$
	МММ	Песчанистый	$\frac{2,5}{14}$	$\frac{0,017}{13}$	$\frac{0,32}{14}$	$\frac{81}{14}$	$\frac{24}{14}$	$\frac{10}{10}$	$\frac{128}{14}$
		Глинистый	$\frac{8,2}{9}$	$\frac{0,039}{9}$	$\frac{0,44}{9}$	$\frac{119}{8}$	$\frac{34}{8}$	$\frac{12}{5}$	$\frac{81}{8}$
	МУТ	Песчанистый	$\frac{2,7}{2}$	$\frac{0,016}{2}$	$\frac{0,42}{2}$	$\frac{85}{2}$	$\frac{15}{2}$	$\frac{10}{2}$	$\frac{160}{2}$
		Глинистый	$\frac{4,4}{4}$	$\frac{0,026}{4}$	$\frac{0,50}{4}$	$\frac{68}{4}$	$\frac{32}{3}$	$\frac{10}{1}$	$\frac{84}{3}$
	ЗСГ	Песчанистый	$\frac{2,1}{4}$	$\frac{0,014}{4}$	$\frac{0,30}{4}$	$\frac{100}{4}$	$\frac{29}{4}$	$\frac{10}{4}$	$\frac{78}{4}$
		Глины	$\frac{0,98}{4,72}$	$\frac{—}{0,085}$	$\frac{0,15}{0,46}$	$\frac{35}{90}$	$\frac{2}{68}$	$\frac{0,3}{19}$	$\frac{20}{130}$
	[24]	Песчаники							
		Глины							

* См. примечание к табл. I.

следует ожидать, что в процессе карбонатакопления в морском бассейне Fe, Cr, Ti, V будут главным образом приурочены к терригенной примеси карбонатных отложений, а Mn, Co и Ni — в большей степени к карбонатной фазе.

Для установления форм нахождения элементов семейства железа в карбонатных отложениях определяли кроме валового содержания и концентрацию их в н. о. (M_c) и 5%-ной соляно-кислой вытяжке (M_p). Результаты показали, что, за исключением Ti (средневерхнеюрские карбонаты), н. о. не обеспечивает валовых содержаний элементов в карбонатных породах (табл. 4). Следовательно, определенное количество исследуемых элементов может быть связано и с карбонатной фазой пород. По количеству M_p (%) элементы семейства железа можно расположить в ряд геохимической подвижности.

$$Ti < Cr < V < Fe < Ni < Co < Mn(J_{2+3})$$

$$2 \quad 26 \quad 31 \quad 38 \quad 68 \quad 82 \quad 92$$

$$Ti < Fe < Cr = V < Co < Ni < Mn(K_2)$$

$$30 \quad 39 \quad 69 \quad 69 \quad 87 \quad 88 \quad 97$$

Распределение средних содержаний различных форм элементов семейства Fe в карбонатных породах

Средневерхнеюрские отложения							
Элемент	$M_{\text{вал}}$	$M_{\text{сил}}$	$M_{\text{карб}}$	$K_{\text{сил}}$	$K_{\text{карб}}$	н. о., %	количество анализов
Fe	1,04	0,64	0,40	62	38	18	29
Mn	0,049	0,004	0,045	8	92	18	29
Ti	0,087	0,085	0,002	98	2	19	28
Cr	47	35	12	74	26	20,7	10
Ni	44	14	30	32	68	18,9	13
Co	22	4	18	18	82	26	4
V	40	28	12	69	31	16	19

Верхнемеловые отложения							
Элемент	$M_{\text{вал}}$	$M_{\text{сил}}$	$M_{\text{карб}}$	$K_{\text{сил}}$	$K_{\text{карб}}$	н. о., %	количество анализов
Fe	1,3	0,52	0,51	61	39	18	76
Mn	0,148	0,005	0,140	3	97	18	76
Ti	0,098	0,069	0,029	70	30	18	76
Cr	61	19	42	31	69	19,7	62
Ni	38	5	33	12	88	17,7	60
Co	22	3	19	13	87	25,9	20
V	61	19	42	31	69	19,4	59

Примечание. Fe, Mn, Ti — в %, Cr, Ni, Co, V — в г/т; содержание элемента; $M_{\text{вал}}$ — валовое; $M_{\text{сил}}$ — в силикатной части породы; $M_{\text{карб}}$ — в карбонатной части породы; $K_{\text{сил}}$ — силикатная форма элементов в абс. %; $K_{\text{карб}}$ — карбонатная (растворимая) форма элементов в абс. %.

Такие элементы, как Ti, Fe, Cr, V, в значительных количествах (от 61 до 98%) связаны с н. о. пород, сложенного в основном силикатными минералами. Исключением являются Cr, Ti и V в верхнемеловых карбонатных отложениях, M_p которых составляет от 30 до 69%, Mn, Co и Ni обнаруживают преимущественную связь с карбонатной фазой (68—92%). Однако следовало выяснить, связано ли содержание M_p элементов только с карбонатной фазой или они извлекаются также в результате растворения и десорбции элементов из глинистых минералов, гидроксидов и органического вещества при обработке их 5%-ным раствором HCl. Для этого рассчитывались коэффициенты корреляции между количеством н. о. и содержанием M_p элементов в известняках. За исключением Fe, между количеством н. о. и содержанием M_p элементов обнаружены незначимые обратные корреляционные связи. В случае с Ti, Co (верхний мел) и V (средняя и верхняя юра) установлена даже обратная значимая связь ($r = -0,31, 0,60, 0,35$ соответственно). Это, вероятно, указывает на то, что M_p элементов, за исключением части Fe, не связано с н. о., а скорее находится в карбонатах. Присутствие растворимых форм элементов семейства железа в известняках и увеличение доли M_p от Ti к Mn может быть связано с нахождением их в морской воде в виде коллоидов тонких взвесей. В незначительных количествах эти элементы находятся в виде растворимой формы ($Mn - n \cdot 10^{-4}\%$, $Fe - n \cdot 10^{-6}\%$, Ti, Cr, Ni, Co, $n \cdot 10^{-7} - 10^{-8}\%$), а именно в виде положительно заряженных катионов (Fe^{2+} , F^{3+} , Mn^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+}) — сульфатов и хлоридов типа ($MnSO_4$, $CoSO_4$, $NiSO_4$, $NiCl^+$, $CoCl^+$). V и Cr присутствуют, по-видимому, в виде комплексных анионов — $VO_2(OH)^{2-}$, $H_2VO_4^-$, $H_3V_2O_7^-$, CrO_4^{2-} . Определенное количество элементов находится в виде растворимых комплексов с органическим веществом и в составе зоо- и фитопланктона [3, 7, 12]. Растворимые формы элементов семейства железа в морских водах находятся в резко недосыщенном состоянии, и выпадение их в виде труднорастворимых соединений маловероятно, за исклю-

чением локальных участков, где происходит резкая смена pH, Eh обстановок, сероводородное заражение и т. д. Поэтому накопление элементов семейства железа в морских осадках определяется в основном адсорбцией на тонкодисперсных гидроокислах Fe и Mn, органических и других сорбентах [12]. Наличие незначительного количества растворимого Ti (2% от валового содержания) в известняках объясняется присутствием его в морской воде в количествах — $n \cdot 10^{-8}\%$. Почти весь Ti, поступающий с площадью водосбора, находится в морском бассейне в составе взвеси в виде гидратированных окислов и примеси в составе обломочных, акцессорных и глинистых минералов. Поэтому около 98% его обнаруживается в составе н. о. юрских известняков.

Присутствие некоторого количества Cr и V в карбонатной фазе, очевидно, связано с соосаждением их дисперсным карбонатом кальция из морских вод, а также биогенным захватом взвешенных и растворимых их форм в результате жизнедеятельности зоо- и фитопланктона и последующим его захоронением вместе с карбонатом кальция. Некоторая доля растворимого в 5%-ном растворе HCl, Cr и V может извлекаться из примесей тонкодисперсных гидроокислов Fe и Mn, а также фосфатов, в которых возможны изоморфные замещения $\text{PO}_4^{3-} < \text{VO}_4^{3-}$, $\text{PO}_4^{3-} < \text{CrO}_4^{2-}$. Некоторое количество V может извлекаться при обработке 5%-ным раствором HCl из тонкодисперсного органического вещества. Количество $C_{\text{орг}}$ в известняках колеблется от 0,01 до 1,31%. Известно, что V интенсивно концентрируется в каустобиолитах [18].

Обнаруженные более высокие содержания растворимых форм Cr, V и Ti в верхнемеловых известняках по сравнению со средневерхнеюрскими, вероятно, объясняются поступлением этих элементов в 5%-ный раствор HCl не только из карбонатной фазы, но и из таких минералов, как гидрогетит, хлорит, глауконит, присутствующих в виде примеси в верхнемеловых известняках. Преобладание M_p форм Mn, Co, Ni и частично Fe по сравнению с их формой M_c в исследуемых карбонатных отложениях связано главным образом с соосаждением этих элементов из морской воды с хемогенным карбонатом кальция, а также биогенным захватом этих элементов организмами и растениями, строящими скелет из CaCO_3 . Экспериментальными исследованиями установлено, что ряд тяжелых металлов — Cd, Pb, Zn, Co, Ni — хорошо соосаждается с карбонатом кальция [14]. Также элементы, как Fe, Mn, на стадии диагенеза карбонатных осадков могут образовывать изоморфные твердые растворы типа FeCO_3 , MnCO_3 в структуре кальцита и доломита за счет близости их кристаллохимических свойств: Ca^{2+} (1,04 Å), Mg^{2+} (0,74 Å), Fe^{2+} (0,80 Å) и Mn^{2+} (0,91 Å). Установлено, что содержания FeCO_3 и MnCO_3 в низкотемпературных кальцитах и доломитах осадочных пород составляют от долей до нескольких процентов [8, 13]. В средневерхнеюрских известняках Fe, приходящееся на чистое карбонатное вещество, в среднем составляет 0,4, а Mn — 0,045%. В верхнемеловых карбонатных породах Fe — 0,51, Mn — 0,14% (см. табл. 4). Присутствие Ni и Co в карбонатной фазе пород объясняется скорее всего изоморфным замещением Ni^{2+} (0,74 Å) и Co^{2+} (0,78 Å) ионами Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , а также, очевидно, непосредственным замещением Ca^{2+} .

Таким образом, исследование распределения элементов семейства железа в карбонатных породах средней и верхней юры и верхнего мела Гиссарского хребта показало, что носителем Ti, Cr, V и частично Fe является терригенная примесь. Однако определенная доля этих элементов связана с карбонатной фазой пород. Для некоторых из них эта доля значительна. Так, подавляющая часть Mn, Co, Ni связана с карбонатной составляющей пород.

Учитывая закономерности распределения элементов семейства железа в различных типах карбонатных пород, были подсчитаны средневзвешенные (фоновые) их содержания для относительно чистых (н. о. < 5%), глинистых (н. о. = 5—20%) и песчаных (н. о. = 20—50%) известняков средней и верхней юры и верхнего мела исследуемого региона (табл. 5). Сравнение средних содержаний этих элементов в извест-

Таблица 5

Средневзвешенные содержания элементов семейства Fe в главных типах карбонатных пород средневерхнеюрских и верхнемеловых отложений Гиссарского хребта

Возраст отложений	Порода	н. о.	Fe	Mn	Ti	Cr	Ni	Co	V
		%				г/т			
Средневерхнеюрский	Известняк	<5	0,22 63	0,015 65	0,030 62	34 33	38 29	Не обн. 63	34 47
	Глинистый известняк	5—20	0,83 25	0,042 25	0,055 26	50 25	47 24	25 11	58 27
	Песчанистый известняк	20—50	2,1 11	0,097 11	0,139 11	57 10	54 11	24 9	58 12
	Известняк	<5	0,57 11	0,092 11	0,07 11	46 10	46 10	19 3	44 13
	Глинистый известняк	5—20	1,8 30	0,167 29	0,119 30	51 32	44 31	26 11	60 34
	Песчанистый известняк	20—50	1,17 35	0,157 35	0,094 35	67 36	55 34	18 18	66 32
Верхнемеловой	Карбонатные породы [21]		0,38	0,11	0,04	11	20	1	20

няках исследуемого региона с их кларками для карбонатных пород показывает, что в относительно чистых известняках региона содержания элементов близки к кларкам [21]. В песчанистых и глинистых разностях пород исследуемого региона содержания элементов значительно выше. Кроме того, средние содержания Fe, Mn, Ti, Ni, Cr, Co и V в однотипных породах, но образовавшихся в разных климатических условиях, различаются. Содержания исследуемых элементов несколько повышены в аридных карбонатных отложениях по сравнению с гумидными. Следовательно, подсчет средних содержаний элементов в карбонатных породах определенного региона необходимо проводить с учетом вещественного состава карбонатного материала, терригенной примеси и ее количества, а также климатических условий их формирования.

Литература

1. Валиев Ю. Я. Геохимия бора в юрских отложениях Гиссарского хребта. М.: Наука, 1977, с. 13—38. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 298).
2. Валиев Ю. Я., Уткин Ю. В., Адамчук И. П., Пачаджанов Д. Н. Литология карбонатных пород верхнего мела юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— Изв. АН ТаджССР, 1981, № 3, с. 31—40.
3. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 151 с.
4. Вольф К. Х., Чилингар Дж. В., Билес Ф. У. Элементарный состав карбонатных органических остатков, минералов и осадков.— В кн.: Карбонатные породы. Т. II. М.: Мир, 1971, с. 9—78.
5. Волков И. И. Химические элементы в речном стоке и формы их поступления в море (на примере рек Черноморского бассейна).— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 85—114.
6. Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 5—28.
7. Гольдберг Э. Д. Геохимия моря.— В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 431—458.
8. Зарицкий П. В. Об изоморфном вхождении Fe и Mn в конкреционные кальциты угленосных отложений Донбасса.— Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 5, с. 1139—1142.
9. Катченков С. М. О распределении химических элементов в глинах и глинистых минералах.— Тр. ВНИГРИ. Л., 1961, вып. 174, с. 98—108.
10. Кейт М. Л., Дэгенс Э. Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков.— В кн.: Геохимические исследования. М.: Изд-во иностр. лит., 1961, с. 56—65.
11. Краускопф К. П. Осадочные месторождения редких металлов.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: Изд-во иностр. лит., 1959, с. 388—440.
12. Краускопф К. П. Факторы, контролирующие концентрации тринадцати редких металлов в морской воде.— В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 294—338.

13. Перозио Г. Н., Мандрикова Н. Т. Изоморфизм в карбонатах и его значение для решения некоторых генетических вопросов.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966, с. 279—291.
14. Попова Т. П. О совместном осаждении некоторых микрокомпонентов природных вод с карбонатом кальция.— Геохимия, 1961, № 12, с. 1125—1128.
15. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 549 с.
16. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969, с. 134—146. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 197).
17. Тимофеев П. П., Валиев Ю. Я., Адамчук И. П., Пачаджанов Д. Н. Закономерности распределения и формы нахождения K, Rb и Cs в карбонатных породах юры Гиссарского хребта.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 1, с. 91—99.
18. Холодов В. Н. Ванадий. М.: Наука, 1966, с. 114—217.
19. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Иванова Т. И. Проблемы геохимии карбонатных пород. Сыктывкар, 1976. ВИНТИ, № 2978 — 76 Дел., с. 101.
20. Graf D. L. Minor element distribution in sedimentary carbonate rocks.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, v. 26, № 8, p. 849—856.
21. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth crust.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, v. 71, № 2, p. 175—192.

ГИН АН СССР
Москва,
Институт химии АН ТаджССР
Душанбе

Поступила в редакцию
13.IV.1983

УДК 551.557/551.72(47)

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ
СЕДИМЕНТАЦИИ НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ****РОНОВ А. Б., КАЗАКОВ Г. А.**

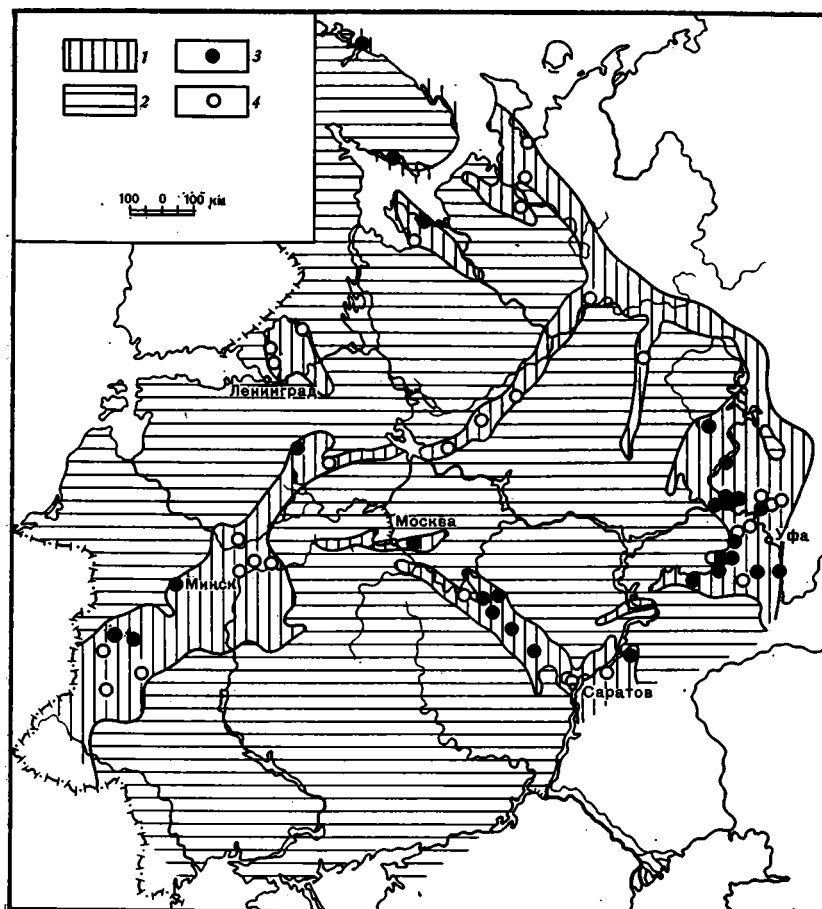
На основании количественных расчетов объемов основных типов осадочных пород, их минералогических и химических составов на авлакогенной и плитной стадиях развития Русской платформы в позднем протерозое выявлены основные закономерности их изменения во времени и пространстве. Максимальные объемы отложений и скорости седиментации приурочены к прогибам, прилегающим к Урало-Тиманской геосинклинали. В направлении к центральным и северо-западным районам платформы объемы и скорости седиментации убывали. Выявлено, что глубина разложения алюмосиликатных минералов песчаных пород обратно пропорциональна скорости эрозии и скорости седиментации. В глинистых породах уменьшение скоростей седиментации приводило к росту величины коэффициента зрелости, щелочного модуля и степени окисленности железа. Низкая распространенность карбонатных пород определялась господством континентальных обстановок седиментации в рифее и похолоданием в венде, затормозившим карбоната накопление.

ВВЕДЕНИЕ

В течение длительного времени, охватившего весь рифей и ранний венд, накопление осадков происходило на Русской платформе в специфических условиях. Своеобразен был петрографический состав областей сноса и совсем необычными — морфология и структура областей накопления. Последние представляли собой узкие и линейно вытянутые рифтовые трог (авлакогены, гребенообразные прогибы), которые пересекали огромный эпикарельский щит платформы (фиг. 1). Прогибы заполнялись в основном терригенными осадками, формировавшимися за счет размыва архейских и нижнепротерозойских кристаллических пород щита, сложенного более чем на 60% гранитами, гранодиоритами и гранитогнейсами. Преимущественно гранитоидные источники питания наложили свой отпечаток на вещественный состав производных осадков. На последующем фанерозойском этапе развития петрографический состав питающих провинций изменился и наряду со щитовым материалом в области седиментации платформы начал поступать во все возрастающих количествах переотложенный осадочный материал. Можно полагать, что процессы выветривания в позднем протерозое были менее интенсивными, чем в фанерозое, поскольку в это отдаленное время не существовала наземная растительность, а количество свободного кислорода в атмосфере еще не достигло фанерозойского уровня.

Сведения о минеральном и особенно химическом составе рифейских пород фрагментарны и весьма ограничены. Немногим лучше обстоит дело с изученностью состава перекрывающих их верхневендских осадков, представляющих уже начало следующей, плитной стадии седиментации, которая господствовала на Русской платформе в течение всего фанерозоя.

Достоверность наших количественных обобщений о развитии процессов седиментации на Русской платформе в позднем докембрии во многом зависит от надежности стратиграфического расчленения верхнепротерозойских толщ. В основу настоящей работы (если отвлечься от деталей) положены отвечающие современному уровню знаний кишиневская стратиграфическая схема (1974 г.), схема расчленения докембрия СССР, принятая в 1977 г. на Всесоюзном совещании в г. Уфе, и схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы, при-

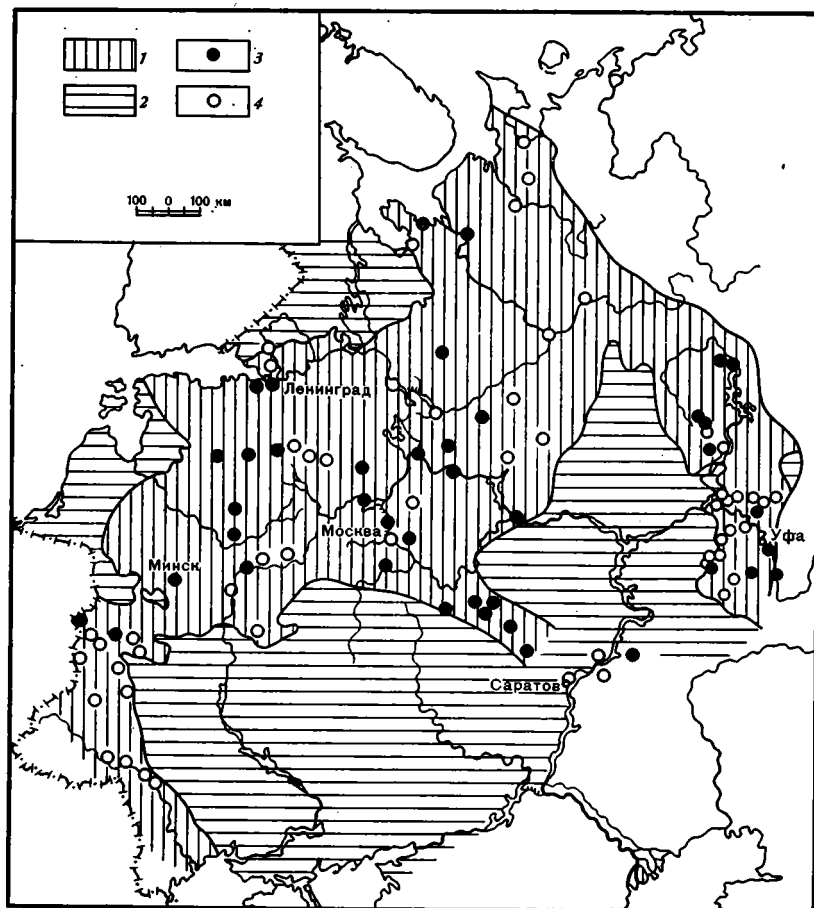


Фиг. 1. Схематическая карта современного распространения рифейских отложений на Русской платформе [9]

1 — области современного распространения отложений платформенного рифея; 2 — области отсутствия отложений рифея; 3 — скважины, по керну которых изучался состав рифейских пород и подсчитывались пропорции важнейших литологических типов пород; 4 — скважины, по керну которых подсчитывались пропорции важнейших литологических типов пород

веденная в работе [2]. По мнению Е. М. Аксенова и др. [2], положение границы нижнего и среднего рифея и нижней границы венда на Русской платформе окончательно еще не устоялось и в будущем возможно их уточнение. Это должно внести коррективы в наши оценки общих объемов отложений некоторых комплексов PR, и в подсчеты пропорций слагающих их литологических типов пород, так как измерения объемов производились по картам мощностей отложений Русской платформы [9], составленным по уфимской схеме. Из нее же мы исходили при подсчетах распространенности пород в различных комплексах верхнего протерозоя.

В своей работе мы опирались на систему количественных методов. К ним прежде всего относится объемный метод [22], с помощью которого оценивались общие объемы отложений каждого из рифейских и вендских комплексов. Измерения размеров, площади авлакогенов и общих объемов отложений велись по картам современного распределения мощностей отложений верхнего протерозоя Русской платформы [9]. Для сравнения аналогичные измерения проведены по литолого-палеогеографическим картам В. М. Келлера [3, 4] и палеотектоническим картам Т. Н. Спизарского [18]. Расчленение общих объемов отложений всех комплексов рифея и венда на частные объемы слагающих их литологических типов пород произведено по методике, описан-



Фиг. 2. Схематическая карта современного распространения вендских отложений. Условные обозначения см. на фиг. 1

ной в работе [27], путем подсчета мощностей и пропорций пород в 176 опорных разрезах, расположенных в различных верхнепротерозойских прогибах платформы (см. фиг. 1 и 2).

Химический и минеральный состав пород изучался на материале средних и сложносмешанных проб, методика составления которых рассмотрена в работах [28—30]. В общей сложности анализам были подвергнуты 82 средние пробы песчаных пород, составленные из 1759 образцов, 73 средние пробы глинистых пород, представляющие 1452 образца, и 21 средняя проба карбонатных пород, составленная из 237 образцов. Кроме того, проанализировано 12 сложносмешанных проб, представляющих отдельно песчаные, глинистые и карбонатные породы Русской платформы в каждом стратиграфическом комплексе верхнего протерозоя.

При выведении среднего для всей платформы состава песчаных, глинистых или карбонатных пород того или иного комплекса подсчеты велись пропорционально вкладу каждого из изученных прогибов в общий объем пород данного литологического типа. По такому же принципу, т. е. пропорционально объемам пород в каждом из стратиграфических комплексов, подсчитывался средний состав пород данного типа для всего верхнего протерозоя, а также средний состав всей верхнепротерозойской толщи платформ.

За рамками нашего исследования осталась очень важная проблема эпигенетического минералообразования в верхнепротерозойских осадочных породах. Она качественно глубоко затронута в работах А. В. Копелиовича [13], Г. А. Коссовской и В. Д. Шутова [14]. Однако мы не

нашли надежных методических путей для количественной оценки соотношений первичных и эпигенетических минералов в комплексах верхнего протерозоя.

Содержания порообразующих компонентов определялись в пробах по общепринятым методикам силикатного анализа. Количественный минералогический анализ сложносмешанных проб песчаных пород и фракций 0,1—0,01 мм глинистых пород выполнен в лаборатории геохимии осадочных пород ГЕОХИ АН СССР Р. Ф. Рябовой, а рентгеновский анализ фракции <0,001 мм глинистых пород — в ИГГ СО АН СССР Э. П. Солотчиной.

РАЗМЕРЫ ГРАБЕНООБРАЗНЫХ ПРОГИБОВ, ОБЪЕМЫ И РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ВЫПОЛНЯЮЩИХ ИХ ПОРОД

Отложения верхнего протерозоя залегают в основании осадочного чехла Русской платформы на древнем кристаллическом фундаменте. Они перекрыты фанерозойскими осадками и выходят на поверхность по периферии Балтийского щита, в Белорусской антеклизе и на западных склонах Украинского щита. Более половины их общего объема (рифей и нижний венд) ограничено в современном распространении рамками грабенообразных прогибов, пересекающих кристаллический фундамент платформы системой узких желобов, линейно вытянутых в северо-восточном и юго-восточном направлениях (см. фиг. 1). Размеры прогибов, измеренные по картам [9], варьируют от 1000 до 250 км в длину и от 400 до 25 км в ширину (табл. 1). Отношение длины рифейских прогибов к ширине колеблется от 18 до 2 (в среднем 6,5), тогда как для вендских прогибов оно почти в 2 раза меньше (2,6). Площадь рифейских прогибов сравнительно невелика. Максимальную площадь занимают прогибы восточной окраины платформы, раскрывающиеся в сторону Урало-Тиманской геосинклинальной области (Камско-Бельский и Радаевско-Абдуллинский 170 тыс. км²; Лешуконско-Сафоновский 105 тыс. км²), и прогибы, тяготеющие к Средиземноморскому геосинклинальному поясу (Волыно-Крестцовский 225 тыс. км²). Площадь же рифейских авлакогенов центральных и северо-западных районов платформы гораздо меньше и колеблется от 50 до 10 тыс. км² (см. табл. 1). Суммарная площадь современного распространения авлакогенных осадков составляет тыс. км²: для бурзяния (R_1) 170, юрматиния (R_2) 279, каратавия (R_3) 533 и нижнего венда (V_1) 382 и во много раз меньше площади тех областей платформы, где эти осадки в настоящее время отсутствуют (R_1 3540, R_2 3230, R_3 3170, V_1 3340). Измерения, проведенные по литолого-палеогеографическим [3, 4] и палеотектоническим картам [18] вносят в эти оценки заметные коррективы. Они показывают, что в прошлом осадки были распространены на большей площади и впоследствии частично размыты. Учитывая, однако, незначительные различия между общими объемами отложений, сохранившихся к настоящему времени (R_{1-2} 849 тыс. км³; R_3 389 тыс. км³), и предполагаемыми первоначальными их объемами (R_{1-2} 788 тыс. км³; R_3 440 тыс. км³), можно полагать, что последующий размыв, если он и имел место, был сравнительно невелик и затронул в основном маломощный покров осадков, накапливавшихся за пределами грабенообразных трогов.

Отложения нижнего и среднего рифея залегают с резким несогласием на кристаллическом фундаменте платформы. Различен их стратиграфический объем. Большинство авторов считают, что бурзяний развит преимущественно в восточных районах платформы, примыкающих к Приуралью, тогда как юрматиний в них отсутствует или представлен очень слабо. Осадки же среднего рифея тяготеют в основном к Притиманью, а также к центральным и западным прогибам. Не лишено, однако, вероятности, что красноцветные песчаники, залегающие в основании этих прогибов, частично относятся к нижнему рифею. Стратиграфическое их положение дискуссионно вследствие отсутствия в

Площади, объемы и распространенность пород

Стратиграфический интервал (длительность, 10 ⁶ лет)	Структурные зоны	Размеры структурных зон			Площади областей в 10 ³ км ²	
		длина, км	ширина, км	отношение длины к ширине	размытая	накопления
1	2	3	4	5	6	7
Бурзаний * R ₁ (250)	Камско-Бельский и Радаевско-Абдуллинский прогибы	890	250	3,6	3540	173
Юрматиний R ₂ ** (350)	Лешуконско - Сафоновский прогиб	1025	75	13,7		105
	Солигалическо-Яренский прогиб	800	75	10,7		46
	Рязано-Саратовский прогиб	650	70	9,3		42
	Московский грабен	400	25	16	—	10
	Ладожский прогиб	260	125	2,1		22
	Онего-Кандалакшский (Беломорский) прогиб	300	75	4,0		17
	Волыно-Крестцовский прогиб	725	75	9,7		37
	Русская платформа в целом (сумма или среднее)			8,0	3230	279
Каратавий R ₃ *** (400)	Камско-Бельский и Радаевско-Абдуллинский прогиб	900	250	3,6		123
	Лешуконско - Сафоновский прогиб	950	90	10,5		77
	Вятский прогиб	450	25	18		14
	Рязано-Саратовский прогиб	650	90	7,2		52
	Московский грабен	400	25	16		10
	Ладожский прогиб	125	20	6,2		2
	Онего-Кандалакшский (Беломорский) прогиб	375	85	4,4		29
	Кильдинско-Святоносский прогиб	375	>10			2
	Волыно-Крестцовский прогиб	1100	225	4,9		224
	Русская платформа в целом (сумма или среднее)			6,5	3172	533
Рифей R (1000)	Камско-Бельский и Радаевско-Абдуллинский прогибы					
	Лешуконско - Сафоновский прогиб					
	Вятский прогиб					
	Солигалическо-Яренский прогиб					
	Рязано-Саратовский прогиб					
	Московский грабен					
	Ладожский грабен					
	Онего-Кандалакшский (Беломорский) прогиб					
	Кильдинско - Святоносский прогиб					
	Волыно-Крестцовский прогиб					
	Русская платформа в целом (сумма или среднее)			6,5		
Нижний венд V ₁	Рязано-Саратовский прогиб	400	150	2,3		56
	Оршанско-Крестцовский прогиб	750	310	2,4		230
	Днестровско-Волынский прогиб	725	180	4,0		96
	Русская платформа в целом (сумма или среднее)			2,9	3388	382

верхнего протерозоя Русской платформы

Объем пород, 10 ³ км ³			Средние мощно- сти, м			Средние ско- рости, м/10 ⁶ лет		Интенсивность вул- канизма, м/10 ⁶ лет	Число разрезов, в которых подсчитаны мощности различных типов пород	Распространенность пород, %				
общий	терриген- ных	вулканоген- ных	всех отложе- ния	эродиро- ванных пород	вулканоген- ных пород	осадочна- коп- ления	размыта			песчаников и алевролитов	архейских и глинистых сланцев	карбонатных	основных эффузивов и их туфов	
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
496	402	25,8	2864	223	149	10,7	0,9	0,6	26	62,1	18,9	13,8	5,2	
217	203	—	2066	—	—	5,9	—	0	3	35,2	58,5	6,3	—	
50	50	—	1086	—	—	3,1	—	0	2	65,0	35,0	—	—	
35	35	—	833	—	—	2,4	—	0	5	97,5	2,5	—	—	
5	4,95	—	500	—	—	1,4	—	0	1	79,0	20,1	0,9	—	
9	6,5	2,5	409	—	114	1,2	—	0,3	2	72,3	—	—	27,7	
17	17	—	1000	—	—	2,9	—	0	3	100	—	—	—	
20	18,5	1,5	540	—	40	1,5	—	0,1	12	85,3	7,2	—	7,5	
353	334	4,0	1265	103	14	3,6	0,3	0,04	28	53,1	41,9	3,9	1,1	
149	133	—	1211	—	—	3,0	—	0	5	88,2	1,4	10,4	—	
90	90	—	1168	—	—	2,9	—	0	1	100	—	—	—	
13	13	—	928	—	—	2,3	—	0	1	100	—	—	—	
45	38	—	865	—	—	2,2	—	0	5	72,0	12,6	15,4	—	
10	10	—	1000	—	—	2,5	—	0	1	92,9	7,1	—	—	
0,1	0,1	—	50	—	—	0,1	—	0	1	100	—	—	—	
4	4	—	137	—	—	0,3	—	0	1	100	—	—	—	
1	1	—	500	—	—	1,2	—	0	2	82,3	15,6	2,1	—	
77	77	—	343	—	—	0,9	—	0	9	96,4	3,6	—	—	
389,1	366	—	730	115	—	1,8	0,3	0	26	91,3	2,9	5,8	—	
645	535	25,8	4075	—	149	4,1	—	0,4	31	68,1	14,9	13,0	4,0	
307	293	—	3234	—	—	3,2	—	0	4	54,2	41,3	4,5	—	
13	13	—	928	—	—	0,9	—	0	1	100	—	—	—	
50	50	—	1086	—	—	1,1	—	0	2	65,0	35,0	—	—	
80	73	—	1698	—	—	1,7	—	0	10	83,1	8,3	8,6	—	
15	14,95	—	1500	—	—	1,5	—	0	2	88,3	11,3	0,4	—	
9,1	6,6	2,5	459	—	114	0,5	—	0,1	3	72,5	—	—	27,5	
21	21	—	1137	—	—	1,1	—	0	4	100	—	—	—	
1	1	—	500	—	—	0,5	—	0	2	82,3	15,6	2,1	—	
97	95,5	1,5	883	—	40	0,9	—	0,04	21	94,1	4,3	—	1,6	
1238,1	1103	29,8	2570	331	30	2,6	0,3	0,03	80	68,7	20,4	8,5	2,4	
4	—	—	71	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
26	—	—	112	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
19	—	—	197	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
49	—	—	128	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

1	2	3	4	5	6	7
Верхний венд V ₂	Шкапово-Шиханская впадина	500	200	2,5		100
	Верхнекамская впадина	800	250	3,2		203
	Рязано-Саратовский прогиб	220	170	1,3		31
	Московская синеклиза	1825	900	2,0		1325
	Кишиневско-Брестская впа- дина	925	175	5,3		153
Венд V (80)	Русская платформа в целом (сумма или среднее)			2,5	1908	1812
	Шкапово-Шиханская впади- на					100
	Верхнекамская впадина					203
	Рязано-Саратовский прогиб					56
	Московская синеклиза					1397
Верхний протерозой PR ₃ (1080)	Кишиневско-Брестская впа- дина					171
	Русская платформа в целом (сумма или среднее)			2,6	1793	1927
	Русская платформа в целом (сумма или среднее)					

* Вероятно, включает в себя подчиненное количество осадков юрматиния.

** Заведомо включает в себя некоторый, неизвестный пока, объем отложений бурзяния.

*** Включает в себя кудаш.

Примечание: 1. При подсчете средней мощности пород, эродированных в бурзянии, условно принято, что снос терригенного материала в Камско-Бельский и Радаевско-Абдуллинский прогибы происходил не со всей

большинстве случаев маркирующих карбонатных или морских терригенных горизонтов с глауконитом [1, 2, 10, 17, 20, 33]. Мы условно отнесли к бурзянию отложения только Камско-Бельского и Радаевско-Абдуллинского прогибов, а к юрматинию — всех остальных грабенообразных прогибов (см. табл. 1). Учитывая, однако, условность их стратиграфического положения, мы объединили их в единый комплекс R₁₋₂ при выведении среднего химического состава важнейших типов пород (табл. 2).

Типовым разрезом бурзяния является бурзянская серия Урала, аналогом которой на Русской платформе считают кыргинскую серию Камско-Бельского прогиба. В низах она сложена красноцветными песчаниками с прослоями гравелитов, алевролитов и аргиллитов (тюрюшевская свита). Выше лежат темно-серые и коричневые аргиллиты с прослоями доломитов, мергелей и алевролитов (арланская свита). Далее следуют доломиты с прослоями аргиллитов (калтасинская свита). Разрез завершается пестроцветными тонкопереслаивающимися аргиллитами, алевролитами, мергелями и доломитами надеждинской свиты. Строение нижнего рифея Радаевско-Абдуллинского и Камско-Бельского прогибов несколько различается по мощности отложений и литологии осадков [1, 2]. Суммарный объем отложений бурзяния в этих двух прогибах приблизительно равен 500 тыс. км³, средняя мощность составляет около 2860 м, а средняя скорость осадконакопления — 11 м/10⁶ лет (см. табл. 1)¹. Наиболее распространены песчаные породы, слагающие 62% общего объема отложений R₁; глинистых сланцев и аргиллитов меньше втрое, а карбонатных пород — вчетверо (19 и 14%, соответственно). Заметную роль играют основные эффузивы и их

¹ Приведенные в табл. 1 скорости осадконакопления верхнепротерозойских отложений меньше первичных скоростей накопления соответствующих осадков в бассейнах седиментации, поскольку не учитывается последующее их уплотнение. Для введения поправок нет достаточных данных, и, вероятно, следовало бы пользоваться другим термином. П. П. Тимофеев и В. Н. Холодов предлагают именовать их не скоростями осадконакопления, а скоростями порообразования.

Таблица 1 (продолжение)

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
47			470										
153			753										
4			129										
616			464										
61			398										
881			486										
47	47	—	470		—	5,9		0	14	60,9	39,1	—	—
153	151,6	1,4	754		7	9,4		0,1	7	51,4	47,7	—	0,9
8	7,7	0,2	142		4	1,8		0,05	5	57,9	39,3	0,7	2,1
642	633	8,3	459		6	5,7		0,1	34	40,3	58,3	0,1	1,3
80	37	43,1	467		252	5,8		3,1	12	26,8	19,4	—	53,8
930	876	53,0	482	489	27	6,0	6,1	0,3	72	42,1	52,1	0,1	5,7
2168,1													3,8
	1979	82,8	820		57	2,8	0,8	0,05		57,5	35,0	4,9	
			3052						152				

площади областей размыва платформы, а с восточной ее половины, тяготеющей к прогибам (~1,8 млн. км²).

2. Подсчеты сумм или среднее в графах 5, 11, 12, 13 есть производные от деления соответственно сумм граф 3 на 4, 8 на 7, 9 на 6 и 10 на 7 исходя из формулы $V=S \cdot H$, где V —объем пород, S —площадь и H —средняя мощность пород.

туфы, слагающие 5% общего объема отложений (фиг. 3, см. табл. 1). Накопление осадков происходило в мелководном морском бассейне, соединявшемся на востоке с геосинклинальным морем Урала [4, 10, 11].

Общий объем отложений, условно отнесенных к юрматинию, составляет 353 тыс. км³. Из них на прогибы, тяготеющие к Тиманской геосинклинали (Лешуканско-Сафоновский и Солигаличско-Яренский) приходится 267 тыс. км³ (76% общего объема отложений R_2), на прогибы центральных районов (Рязано-Саратовский и Московский грабены) — 40 тыс. км³ (11%), на северо-западные прогибы (Ладожский и Онего-Кандалакшский) — 26 тыс. км³ (7%), а на западный (Волюно-Крестцовский) прогиб — 20 тыс. км³ (6%). Таким образом, наблюдается закономерное уменьшение объемов осадков R_2 с востока на запад платформы. Средняя распространенность песчаных пород юрматиния (см. табл. 1 и фиг. 3) аномально высока, но все же несколько уступает таковой в бурзании (53 против 62% в R_1). Второе снижается количество карбонатных пород (4,0 против 13,8% в R_1) и в пятью основных эффузивов (1:1 против 5,2% в R_1), тогда как глинистые породы распространены вдвое больше (42 против 19% в R_1).

В грабенообразных прогибах, тяготеющих к Тиманской геосинклинали, развиты мощные сероцветные и темноцветные мелководные морские и прибрежно-морские терригенные и карбонатно-терригенные отложения. Наиболее распространены здесь аргиллиты и сланцы (54% общего объема отложений R_2). Достаточно широко представлены песчаные породы (41%), при ограниченном развитии карбонатов (5%) и практическом отсутствии вулканогенных образований. В центральных прогибах накапливались преимущественно континентальные терригенные формации, среди которых господствующее положение принадлежит песчаным породам (94,9%). Глинистые породы (5%) и карбонаты (0,1%) представлены здесь слабо. В северо-западных прогибах преобладают грубозернистые красноцветные континентальные песчаники (88%) с горизонтами вулканокластов и покровами базаль-

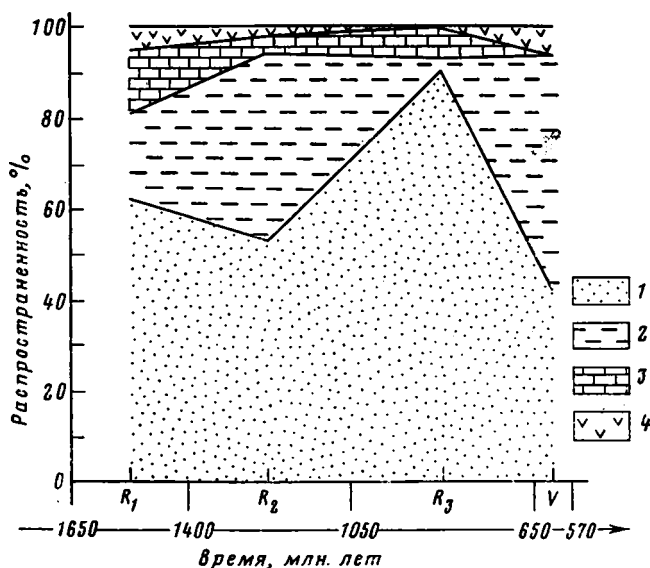
тов (12%). В Волюно-Крестцовском прогибе также господствуют грубозернистые красноцветные континентальные песчаники (85%) с подчиненными прослоями глинистых пород (7%) и пластовыми долеритами, базальтами и их туфами (8%). Таким образом, с востока на запад в глубь платформы не только сокращаются объемы пород, но и изменяются их пропорции в пользу грубообломочных разностей и происходит смена морских условий седиментации на континентальные.

Общий объем отложений каратавия (389 тыс. км³) немногим больше объема юрматинских пород (353 тыс. км³). Измерения по палеотектоническим картам Т. Н. Спизарского [18] и литолого-палеогеографической карте Б. М. Келлера [4] дали несколько более высокие оценки (440 и 505 тыс. км³ соответственно). Почти $\frac{2}{3}$ общего объема пород каратавия (252 тыс. км³) сосредоточено в восточных прогибах, прилегающих к Уральской и Тиманской геосинклиналям (см. табл. 1). В авлакогенах центральных районов платформы и на западе, в Волюно-Крестцовском прогибе, объемы осадков втрое меньше (79 и 77 тыс. км³ соответственно). К северо-западным прогибам приурочена ничтожная часть общего объема отложений R₃ (5 тыс. км³). Такое распределение объемов находит свое выражение в последовательном уменьшении скоростей осадконакопления от восточных прогибов (3,0—2,9 м/10⁶ лет) к центральным (2,5—2,2 м/10⁶ лет) и западным (1,2—0,1 м/10⁶ лет). Средняя же скорость платформенной седиментации в каратавии (1,8 м/10⁶ лет) в 2 раза меньше, чем в юрматинии (3,6 м/10⁶ лет), и в 6 раз — чем в бурзании (10,7 м/10⁶ лет). Изменяются по сравнению с юрматинием и распространенность пород (см. табл. 1 и фиг. 3). Господствующее положение приобретают песчаники (91 против 53% в R₂). Резко сокращается количество аргиллитов и сланцев (2,9 против 41,9% в R₂). Несколько возрастает, но все же остается весьма низкой распространенность карбонатных пород (5,8 против 3,9% в R₂). Почти полностью затухает вулканическая деятельность — основные эффузивы и их туфы практически исчезают из разрезов.

Преобладающая по объему масса осадков накапливалась в первой половине каратавия в континентальных условиях — в обстановке внутриматериковых равнин. Во второй половине позднего рифея морские воды проникли в восточные и центральные районы платформы и здесь начали формироваться прибрежно-морские и лагунные отложения с глауконитовыми песчаниками и онколитовыми доломитами [11]. Измерения по литолого-палеогеографической карте Б. М. Келлера [4] позволили грубо оценить распространенность континентальных (~60%) и морских (~40%) обстановок седиментации.

Ранний венд можно рассматривать как переходную эпоху между рифеем и последующими этапами развития Русской платформы. Хотя отложения нижнего венда приурочены еще к грабенообразным прогибам, их конфигурация испытывает заметные изменения. Прогибы приобретают субширотное простирание [1, 9] и становятся более широкими. Отношение длины к ширине прогибов уменьшается более чем вдвое по сравнению с R₃ (2,9 против 6,5; см. табл. 1). В 1,5 раза сокращается площадь области накопления (382 против 533 тыс. км² в R₃). Средняя мощность отложений становится в 6 раз меньше (128 против 730 м), а их объем уменьшается в 8 раз (49 против 389 тыс. км³ в R₃). Осадки V₁, сложенные в основании тиллитами и тиллоидами (гравеллиты, песчаники, ленточные глины), образуют так называемый лапландский ледниковый горизонт [36]. Выше него в Волюнском прогибе залегают континентальные эффузивы (базальты, реже дациты и их туфы), которые замещаются в Оршанском и Рязанском прогибах туфогенно-осадочными породами.

Таким образом, авлакогенная стадия развития, господствовавшая на Русской платформе в течение 1 млрд. лет, завершилась в начале венда перестройкой структурного плана платформы, континентальным оледенением и вспышкой наземного траппового вулканизма. С начала рифея в грабенообразных прогибах платформы накопился весьма зна-



Фиг. 3. Изменение во времени распространенности важнейших литологических типов пород в отложениях верхнего протерозоя Русской платформы

1 — песчаные породы; 2 — глинистые породы; 3 — карбонаты; 4 — эффузивы

чительный объем рифейских и нижневендских преимущественно осадочных образований (1,29 млн. км³), поставляющих около 1/5 общего объема пород всего осадочного чехла Русской плиты (7,28 млн. км³). Почти 3/4 объема рифейских пород сосредоточено в прогибах, тяготеющих к Урало-Тиманской геосинклинальной области, и лишь 1/4 накопилась в авлакогенах центральных и западных районов платформы (см. табл. 1). Специфической особенностью авлакогенной седиментации является аномальная распространенность важнейших типов пород. Среди рифейских толщ господствуют песчаные породы, распространенность которых втрое выше, чем в среднем для осадочной оболочки платформ континентов (69 против 22% [24]). Отклоняется от стандарта и распространенность глинистых и карбонатных пород, количество которых почти в 2 раза ниже среднего для континентальных платформ (20 и 8,5 против 46 и 24% соответственно). На долю вулканитов приходится всего лишь 2,4% общего объема отложений рифея, что почти вдвое меньше среднего значения для рифея всех континентальных платформ мира (4,4% [24]).

Отложения верхнего венда (валдайская серия и ее аналоги) залегают с резким несогласием на подстилающих более древних образованиях, образуя уже иные, чем в рифее, типично плитные структуры, такие, как Московская, Верхнекамская, Шкапово-Шиханская и Кишиневско-Брестская синеклизы (см. фиг. 2). Отношение длинных поздневендских структур к их ширине колеблется в пределах от 1,3 до 5,3 и в среднем составляет 2,5, приближаясь к величинам, характерным для фанерозойских структур платформы. Отложения верхнего венда образуют сплошной покров на обширной площади, достигающей 1812 тыс. км². Их былое распространение заметно больше современного (2050 тыс. км² по карте Т. Н. Спизарского [18] и 2190 тыс. км² по карте Б. М. Келлера [4]).

Общий объем отложений верхнего венда составляет 881 тыс. км³, а всего венда — 930 тыс. км³ (см. табл. 1). Былой их объем характеризуется несколько меньшими величинами (830 тыс. км³ по карте Т. Н. Спизарского [18] и 670 тыс. км³ по карте Б. М. Келлера [4]).

Изменяется по сравнению с каратавием и схема распределения объемов вендских отложений на площади (см. табл. 1). Основная их

Химический состав песчаных, глинистых и карбонатных пород

Стратиграфический интервал	Тип породы	Структурная зона	Число средних проб	Число образцов в пробах	Объем пород, 10³ м³	Содержание, вес. %		
						SiO₂	TiO₂	Al₂O₃
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Бурзяний R₁	Песчаные	Камско-Бельский и Радаевско-Абдуллинский прогибы	11	98		74,86	0,39	9,61
		Уральская миогеосинклиналь (внешняя зона)	9	273		69,30	0,41	8,92
	Глинистые	Камско-Бельский и Радаевско-Абдуллинский прогибы	7	24		54,77	0,71	14,54
		Уральская миогеосинклиналь (внешняя зона)	11	314		59,29	0,75	16,62
Бурзяний и юрматиний R₁-₂	Карбонатные	Камско-Бельский и Радаевско-Абдуллинский прогибы	11	84		15,27	0,40	2,33
		Камско-Бельский и Радаевско-Абдуллинский прогибы	16	113	308,9	76,29	0,34	8,57
	Песчаные	Рязано-Саратовский прогиб	2	99	34,1	87,53	0,18	4,96
		Московский грабен	3	75	3,9	78,01	0,34	6,62
		Беломорский прогиб	1	13	17,0	94,72	0,09	2,39
		Крестцовский прогиб	3	15	17,1	76,48	0,94	8,89
		Русская платформа в целом	25	315	380,1	78,15	0,33	7,97
		Уральская миогеосинклиналь (внешняя зона)	22	863		76,47	0,42	8,21
		Уральская миогеосинклиналь (внутренняя зона)	3	34		80,39	0,38	6,52
		Камско-Бельский и Радаевско-Абдуллинский прогибы	12	36	93,7	54,60	0,68	14,75
		Рязано-Саратовский прогиб	1	2	0,9	56,62	0,57	19,47
		Московский грабен	2	41	1,0	54,10	0,83	15,81
		Русская платформа в целом	15	79	95,6	54,61	0,68	14,79
		Уральская миогеосинклиналь (внешняя зона)	22	570		59,22	0,90	17,81
		Уральская миогеосинклиналь (внутренняя зона)	3	41		58,76	1,10	23,40
		Камско-Бельский и Радаевско-Абдуллинский прогибы	12	85	68,5	15,34	0,09	2,37
Каратавий R₃	Карбонатные	Московский грабен	1	1	0,1	28,76	0,20	5,41
		Русская платформа в целом	13	86	68,6	15,35	0,09	2,37
	Песчаные	Камско-Бельский и Радаевско-Абдуллинский прогибы	7	71	131,4	76,10	0,31	7,08
		Рязано-Саратовский прогиб	5	149	32,4	79,80	0,35	6,27
		Московский грабен	1	17	9,3	71,80	0,64	12,40
		Беломорский прогиб	1	15	4,0	93,35	0,04	1,85
		Кильдино-Святоносский прогиб	1	5	0,8	68,88	0,54	6,88
		Волыно-Крестцовский прогиб	3	86	74,2	84,87	0,21	5,46
		Русская платформа в целом	18	343	252,1	79,24	0,28	6,61
		Уральская миогеосинклиналь (внешняя зона)	13	481		78,10	0,39	7,40
		Уральская миогеосинклиналь (внутренняя зона)	9	252		76,03	0,64	8,89
		Камско-Бельский и Радаевско-Абдуллинский прогибы	7	27	2,1	50,71	0,68	14,59
		Рязано-Саратовский прогиб	5	44	5,7	57,46	0,81	15,36
		Московский грабен	1	9	0,7	56,40	0,93	21,30
		Кильдинско-Святоносский прогиб	1	1	0,2	58,07	0,84	17,12
	Глинистые	Рязано-Саратовский прогиб	5	44	5,7	57,46	0,81	15,36
		Московский грабен	1	9	0,7	56,40	0,93	21,30
		Кильдинско-Святоносский прогиб	1	1	0,2	58,07	0,84	17,12

верхнего протерезоя Русской платформы

Содержание, вес. %														
Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Сорг	CO ₂	SO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П. п. п.	Сумма
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
2,07	1,15	0,026	1,69	1,35	4,40	0,66	0,89	0,12	1,47	0,86	1,14	0,90	0,02	100,01
1,94	2,41	0,062	2,80	4,79	2,28	1,13	0,124	0,24	3,30	0,27	0,73	0,49	0,96	100,15
4,74	1,61	0,060	3,51	4,17	5,86	1,19	0,115	0,13	4,06	0,05	2,51	1,75	0,05	99,82
2,72	2,79	0,033	2,95	2,55	4,34	1,05	0,202	0,61	1,95	0,25	2,59	0,57	0,55	99,81
0,93	0,86	0,059	13,60	28,10	1,12	0,34	0,041	0,07	35,24	0,31	0,36	1,05	0,40	100,18
1,96	0,97	0,033	1,77	1,62	4,38	0,51	0,088	0,11	1,80	0,06	0,93	0,80	0,03	100,27
1,83	0,31	0,019	0,26	0,20	2,40	0,14	0,092	0,07	0,09	0,08	0,57	0,49	—	99,22
1,24	1,06	0,063	1,62	3,02	1,60	1,04	0,108	0,13	2,50	0,27	1,62	0,58	0,03	99,85
1,20	0,10	0,005	0,19	0,11	0,28	0,19	0,084	0,07	0,05	0,14	0,60	0,56	—	100,69
5,25	0,20	0,030	0,49	1,53	2,82	0,22	0,502	0,07	0,19	0,02	1,41	0,78	0,31	100,23
7,05	0,84	0,031	1,50	1,43	3,90	0,45	0,108	0,10	1,51	0,07	0,91	0,75	0,04	100,14
1,71	2,67	0,045	1,82	2,10	1,91	0,93	0,088	0,16	1,31	0,18	1,00	0,44	0,47	99,93
0,65	2,66	0,053	0,65	3,49	0,90	0,78	0,046	0,13	0,67	0,03	1,17	1,20	0,66	100,38
5,10	1,28	0,069	4,00	3,62	6,63	0,80	0,136	0,13	3,93	0,10	2,40	1,42	0,12	99,77
7,98	1,03	0,052	1,53	0,34	6,48	0,31	0,120	0,13	0,94	0,05	2,10	1,62	0,17	99,51
4,85	1,63	0,061	4,10	2,63	6,96	1,18	0,155	0,12	2,07	0,27	2,48	1,06	0,56	98,87
5,12	1,28	0,069	3,97	3,58	6,64	0,79	0,136	0,13	3,88	0,10	2,40	1,41	0,13	99,72
3,33	2,62	0,033	2,84	1,70	4,46	0,80	0,145	0,48	1,11	0,20	2,91	0,61	0,36	99,47
0,77	6,29	0,027	1,13	0,54	2,81	0,63	0,036	1,10	0,25	0,06	2,00	1,38	—	100,20
0,96	0,79	0,071	13,85	27,73	1,16	0,39	0,064	0,07	35,20	0,30	0,34	1,03	0,39	100,14
0,79	1,64	0,108	4,29	29,40	1,45	0,95	0,090	0,10	24,19	0,08	1,99	0,71	—	100,16
0,96	0,79	0,071	13,84	27,73	1,16	0,39	0,064	0,07	35,19	0,30	0,34	1,03	0,39	100,13
1,06	0,87	0,043	2,15	2,74	3,72	0,81	0,079	0,11	3,41	0,05	1,13	0,72	0,03	100,41
3,40	0,46	0,042	1,38	1,59	3,10	0,19	0,084	0,17	1,65	0,15	1,30	1,08	—	100,01
3,05	1,49	0,038	1,94	0,48	2,65	1,83	0,085	0,07	Her	0,04	3,14	0,90	0,10	100,65
0,88	0,11	0,011	0,10	0,81	0,15	0,13	0,029	0,04	0,56	0,12	0,66	0,74	—	99,54
0,98	2,46	0,132	3,34	5,23	2,05	1,19	0,490	0,08	5,73	0,12	1,57	0,58	—	100,17
1,50	0,62	0,028	1,00	0,70	2,59	0,35	0,082	0,17	0,32	0,12	1,10	0,65	—	99,77
1,54	0,75	0,036	1,67	1,89	3,21	0,61	0,080	0,13	2,12	0,08	1,22	0,75	0,06	100,28
2,14	2,29	0,050	1,18	2,10	2,26	0,87	0,073	0,16	1,40	0,32	0,99	0,40	0,11	100,24
2,26	2,97	0,082	2,08	2,17	1,11	1,35	0,086	0,07	0,33	0,16	1,36	0,25	0,07	99,91
4,72	1,47	0,075	3,28	6,94	5,75	0,90	0,134	0,17	6,75	0,11	2,42	1,39	0,04	100,12
5,36	1,30	0,059	3,02	1,93	6,09	0,30	0,158	0,25	2,52	0,06	3,51	2,00	0,03	100,22
5,44	1,63	0,058	2,60	0,32	7,89	1,05	0,070	0,27	0,11	0,19	5,79	1,46	—	100,51
1,34	8,18	0,030	3,73	0,24	3,21	1,46	0,090	0,49	0,02	0,06	3,64	1,88	—	100,44

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Рифей R	Карбо- натные	Вольно-Крестцовский прогиб	2	9	2,8	61,40	0,65	14,71
		Русская платформа в целом	16	90	11,5	57,13	0,75	15,45
		Уральская многоосинкли- наль (внешняя зона)	14	169		57,67	0,94	17,55
		Уральская многоосинкли- наль (внутренняя зона)	5	61		61,36	1,02	16,24
		Камско-Бельский и Сергиев- ско-Абдуллинский прогиб	5	81	15,5	15,82	0,19	3,08
		Рязано-Саратовский прогиб	1	63	6,9	17,70	0,13	2,27
		Кильдинско-Святоносский прогиб	1	2	0,02	8,79	0,07	1,89
	Песча- ные	Русская платформа в целом	7	146	22,42	16,39	0,17	2,83
		Русская платформа в целом	43	658	632,2	78,59	0,31	7,43
		Уральская многоосинкли- наль (внешняя зона)	35	1344		77,01	0,41	7,94
Венд V	Глини- стые	Уральская многоосинкли- наль (внутренняя зона)	12	286		76,48	0,64	8,64
		Русская платформа в целом	31	169	107,1	54,88	0,69	14,86
		Уральская многоосинкли- наль (внешняя зона)	36	739		59,05	0,91	17,78
	Карбо- натные	Уральская многоосинкли- наль (внутренняя зона)	8	102		60,38	1,05	18,95
		Русская платформа в целом	20	232	91,02	15,60	0,11	2,49
		Шкапово-Шиханская впа- дина	6	148	28,6	71,09	0,64	11,95
	Песча- ные	Верхнекамская впадина	4	60	78,6	71,05	0,68	10,88
		Рязано-Саратовский прогиб	5	347	4,6	74,82	0,51	9,59
		Московская синеклиза	23	530	258,7	69,76	0,65	11,83
		Вольно-Молдавская впади- на	1	16	21,4	58,02	0,99	14,46
		Русская платформа в целом	39	1101	391,9	69,53	0,68	11,76
		Уральская многоосинкли- наль (внешняя зона)	16	388		76,12	0,57	9,14
Верхний протерозой PR ₃	Глинист- ые	Уральская многоосинкли- наль (внутренняя зона)	6	188		73,00	0,60	12,19
		Шкапово-Шиханская впади- на	5	36	18,4	61,07	0,84	16,79
		Верхнекамская впадина	5	101	73,0	62,28	0,96	15,36
	Карбо- натные	Рязано-Саратовский прогиб	5	120	3,1	57,58	0,88	15,32
		Московская синеклиза	27	1026	374,4	58,84	0,85	17,40
		Русская платформа в целом	42	1283	468,9	59,45	0,87	17,04
		Уральская многоосинкли- наль (внешняя зона)	12	131		60,64	0,89	16,47
		Уральская многоосинкли- наль (внутренняя зона)	7	150		64,27	0,86	16,34
		Рязано-Саратовский прогиб	1	5	0,7	21,00	0,23	4,31
	Песча- ные	Русская платформа в целом	82	1759	1024,1	75,12	0,45	9,08
		Уральская многоосинкли- наль (внешняя зона)	51	1732		76,80	0,45	8,22
		Уральская многоосинкли- наль (внутренняя зона)	18	474		74,83	0,63	10,32
	Глини- стые	Русская платформа в целом	73	1452	576,0	58,63	0,84	16,60
		Уральская многоосинкли- наль (внешняя зона)	48	870		59,28	0,90	17,59
		Уральская многоосинкли- наль (внутренняя зона)	15	252		63,06	0,92	17,15
	Карбо- натные Совокуп- ность осадоч- ных по- род	Русская платформа в целом	21	237	91,72	15,64	0,11	2,50
		Русская платформа в целом	176	3448	1691,8	66,28	0,57	11,28

Примечания. 1. Средние составы по Русской платформе выведены пропорционально объемам пород.

Таблица 2 (продолжение)

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
6,45	0,74	0,114	2,59	1,73	4,28	0,40	0,152	0,20	1,46	0,03	2,64	2,54	0,03	100,11
5,44	1,32	0,074	2,95	2,67	5,34	0,49	0,144	0,23	2,84	0,07	3,29	1,98	0,03	100,14
5,08	2,53	0,048	2,81	1,66	4,26	0,90	0,162	0,23	1,09	0,27	3,33	0,84	0,79	100,16
2,76	4,80	0,105	3,96	2,46	2,50	1,25	0,129	0,17	0,19	0,22	2,48	0,32	0,36	100,99
1,20	1,06	0,259	9,71	30,80	1,21	0,48	0,050	0,08	34,81	0,07	0,58	0,73	—	100,13
0,60	1,20	0,211	16,60	23,23	1,24	Her	0,076	0,03	35,64	0,15	0,98	0,30	—	100,36
0,91	1,54	0,216	7,52	38,36	0,46	0,40	0,047	0,03	37,83	0,03	0,22	1,18	—	99,50
1,01	1,10	0,244	11,83	28,47	1,22	0,33	0,057	0,06	35,07	0,09	0,70	0,59	—	100,16
1,84	0,80	0,033	1,57	1,61	3,62	0,51	0,097	0,11	1,76	0,07	1,04	0,75	0,05	100,16
1,85	2,55	0,047	1,61	2,10	2,03	0,91	0,083	0,16	1,34	0,23	1,00	0,43	0,35	100,05
2,09	2,94	0,078	1,93	2,31	1,08	1,29	0,082	0,07	0,38	0,16	1,52	0,25	0,07	99,96
5,15	1,28	0,070	3,86	3,49	6,50	0,75	0,136	0,14	3,76	0,10	2,49	1,47	0,12	99,75
3,53	2,61	0,035	2,84	1,69	4,44	0,81	0,147	0,46	1,11	0,21	2,95	0,64	0,41	99,63
2,01	5,36	0,069	2,83	1,73	2,62	1,02	0,094	0,17	0,19	0,22	3,02	0,32	0,36	100,39
0,97	0,87	0,103	13,34	27,91	1,17	0,37	0,062	0,07	35,16	0,25	0,43	0,92	0,30	100,12
1,42	2,80	0,113	1,61	1,33	2,47	2,43	0,071	0,11	0,77	0,09	2,48	0,80	—	100,17
2,45	1,93	0,154	1,28	2,41	2,42	1,96	0,111	0,12	1,67	0,17	0,95	1,34	—	99,57
2,21	1,54	0,091	1,79	1,11	3,31	0,67	0,061	0,11	1,06	0,09	1,56	1,07	0,41	100,00
2,70	2,58	0,101	1,48	1,16	2,98	0,83	0,084	0,15	1,08	0,25	2,51	1,26	0,36	99,76
6,84	1,48	0,086	4,22	1,14	5,55	1,04	0,155	0,05	0,57	0,06	2,98	2,72	0,05	100,42
2,78	2,39	0,112	1,61	1,42	2,97	1,19	0,091	0,14	1,14	0,21	2,21	1,32	0,25	99,80
2,09	3,15	0,065	1,48	1,27	2,00	1,19	0,095	0,11	0,58	0,20	1,23	0,28	0,58	100,16
0,72	4,29	0,040	1,62	0,73	1,93	1,71	0,104		0,38	0,13	1,79	0,26	—	99,49
3,19	3,61	0,081	2,36	0,61	3,59	1,69	0,178	0,20	0,38	0,16	3,64	1,63	0,02	100,04
3,64	3,18	0,343	2,34	1,05	3,83	1,61	0,289	0,15	0,69	0,16	2,16	2,48	0,13	100,65
4,88	2,20	0,149	2,62	1,94	4,92	1,03	0,155	0,17	1,12	0,25	4,20	1,31	0,47	99,19
4,08	3,44	0,102	2,21	0,69	3,93	0,91	0,080	0,35	0,79	0,14	4,49	1,37	0,20	99,87
3,98	3,40	0,138	2,23	0,74	3,91	1,06	0,117	0,31	0,76	0,15	4,09	1,55	0,18	99,98
3,93	3,38	0,089	2,52	1,33	3,52	1,14	0,272	0,19	1,22	0,18	3,59	0,78	0,29	100,34
0,98	5,42	0,052	2,16	0,49	3,59	1,65	0,140		0,11	0,11	2,43	0,36	—	98,96
1,34	2,51	0,244	8,80	26,93	1,84	0,03	0,121	0,08	31,62	0,35	0,32	0,68	—	100,40
2,19	1,40	0,063	1,59	1,53	3,37	0,77	0,095	0,12	1,53	0,12	1,49	0,97	0,13	100,02
1,91	2,69	0,051	1,58	1,90	2,02	0,98	0,086	0,15	1,16	0,23	1,06	0,39	0,41	100,09
1,44	3,58	0,070	1,78	1,56	1,48	1,49	0,082	0,07	0,36	0,15	1,65	0,26	0,05	99,81
4,14	3,06	0,123	2,45	1,33	4,26	1,06	0,117	0,28	1,34	0,13	3,81	1,59	0,17	99,93
3,59	2,72	0,043	2,79	1,64	4,31	0,86	0,165	0,44	1,12	0,21	3,04	0,66	0,40	99,76
1,30	5,40	0,065	2,37	0,88	3,29	1,45	0,126	0,17	0,13	0,18	2,61	0,35	0,23	99,69
0,99	0,88	0,104	13,30	27,90	1,17	0,37	0,062	0,07	35,13	0,25	0,43	0,91	0,30	100,11
2,78	1,94	0,086	2,51	2,89	3,55	0,85	0,100	0,17	3,29	0,13	2,22	1,18	0,16	99,99

2. Данные по Уральской мегаосиноклинали приведены по [8].

масса оказывается сосредоточенной в центральных (Московская синеклиза), а не в восточных районах платформы, как это было в рифее. В венде второе возрастает средняя скорость осадконакопления (6 прогиб $1,8 \text{ м}/10^6 \text{ лет}$ в R_3), приближаясь, но все же не достигая средней ее величины для Русской платформы в фанерозое ($10 \text{ м}/10^6 \text{ лет}$).

Верхневендские отложения представлены преимущественно терригенными песчано-глинистыми осадками, сформировавшимися в мелко-водных и значительно (по площади) опресненных морских бассейнах. На поверхностях их напластования наблюдаются знаки ряби и отпечатки капель дождя [12, 37]. Характерно циклическое строение разрезов с песчаниками и гравелитами в основании циклов и алевролитами и глинами в их кровле. С верхним вендом связаны все основные находки отпечатков бесскелетных животных позднего докембрия [2]. На востоке и юго-востоке платформы моря имели нормальную соленость, а в центральных районах были опресненными. Единственной областью, где поздний венд целиком представлен отложениями прибрежного мелководья, чередующимися с континентальными осадками потоков и конусов выноса, является склон Белорусского поднятия [37]. Измерения, произведенные по литолого-палеогеографической карте Б. М. Келлера [4], установили, что наиболее широко в это время на Русской платформе были представлены обстановки опресненных морских водоемов (69% общей площади области накопления), а фации нормальных морских бассейнов (14%) и континентальных внутриматериковых равнин (17%) играли в общем подчиненную роль.

В венде намечается тенденция к изменению пропорций основных типов пород. Наиболее распространенными становятся глинистые породы (52%), но и песчаники сохраняют еще высокие показатели (42%). Выход карбонатных пород ничтожно мал (0,1%), причем они представлены почти исключительно в разрезах Рязано-Саратовского прогиба и Московской синеклизы (см. табл. 1). Сравнительно большим распространением (5,7%) пользуются наземно-вулканогенные формации (туфы основных эффузивов). Однако основная масса эффузивов тяготеет к отложениям нижнего венда.

В итоге позднпротерозойской седиментации на Русской платформе накопился очень большой объем рифейских и вендских пород. В современных разрезах сохранилось 2,17 млн. км³ отложений верхнего протерозоя. Оценка их бывшего объема по палеотектоническим картам [18] дает очень близкую величину (2,06 млн. км³). Различия, составляющие всего лишь 5%, по-видимому, свидетельствуют о том, что последующий размыв отложений PR_3 был на Русской платформе сравнительно невелик.

Породы верхнего протерозоя образуют на Русской платформе следующий нисходящий по распространенности ряд: песчаники и алевролиты (57,3%) — глинистые породы (34,0%) — карбонатные породы (4,9%) — основные эффузивы и туфы (3,8%). Сравнение этих оценок с данными о средней распространенности соответствующих типов верхнепротерозойских пород на всех континентальных платформах мира [24, 31, 32, 35] показывает аномально низкую распространенность карбонатных пород на Русской платформе (4,9 против 23,6%), более резко выраженное преобладание терригенных пород (91,3 против 71,5%) и сходную распространенность наземных вулканитов (по 3,8%).

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Карбонатные породы играют второстепенную роль, слагая всего лишь 5% общего объема верхнепротерозойских отложений. Их распределение на площади Русской платформы и по стратиграфической ее колонке крайне неравномерное (см. табл. 1). Подавляющая масса карбонатных пород сосредоточена на востоке платформы в прогибах, тяготеющих к Уральской и Тиманской геосинклиналям (93% общего объема карбонатов PR_3). Незначительное количество карбонатов присутст-

вует в прогибах центральных районов платформы (~7%) и в западных ее прогибах. Такое распределение вполне закономерно, поскольку карбонатные породы в основном являются морскими осадками, а трансгрессия развивалась с востока от Урало-Тиманского морского бассейна в глубь платформы, постепенно затухая в западном направлении. Отложение карбонатных осадков происходило в мелководных условиях. Как показал Б. М. Келлер [10], нахождение в доломитах строматолитов, образование которых обусловлено деятельностью синезеленых водорослей, свидетельствует о том, что во время накопления карбонатных осадков глубина бассейна была крайне невелика (верхняя сублитораль и метораль), так как только на малых глубинах может происходить фотосинтез и рост водорослей.

Количество карбонатных пород убывает также снизу вверх по разрезу верхнего протерозоя. Более половины общего объема верхнепротерозойских пород (65%) сосредоточено в нижнем рифее. В среднем рифее их объем впадет, а в верхнем рифее вдвое меньше, чем в R_1 (см. табл. 1). В отложениях же венда карбонаты представляют исключительную редкость, слагая всего лишь 0,1% общего объема отложений венда и 0,5% общего объема верхнепротерозойских карбонатов. Крайне ограниченное их распространение в венде, несмотря на обширную площадь поздневендских морей, связано, по-видимому, с общим похолоданием климата, кульминация которого приходится на ранний венд.

Среди карбонатных пород верхнего протерозоя платформы доломиты преобладают над известняками. Большая часть доломитов имеет хемогенное происхождение, но довольно часто встречаются биогенные разности, представленные строматолитами и микрофитолитами. Химический состав карбонатных пород всех комплексов верхнего протерозоя довольно устойчив (см. табл. 2). Вариации средних содержаний MgO в рифейских карбонатах происходят в пределах от 11,8 до 12,8%, что отвечает группе слабоизвестковистых доломитов, а в вендских карбонатах (8,8% MgO) — группе сильнодоломитовых известняков, согласно классификационной схеме Г. И. Теодоровича [34].

Средняя величина отношения CaO/MgO в верхнепротерозойских карбонатах Русской платформы весьма мала (2,1), что вообще характерно для большинства карбонатных пород того же возраста на платформах других континентов. На Русской платформе намечается тенденция к незначительному росту величины этого отношения от комплекса R_{1-2} (2,0) к венду (3,1). Она хорошо укладывается в общий эволюционный тренд изменений химического состава карбонатных пород, прослеженный в разных районах мира и выразившийся в закономерном росте величины отношения CaO/MgO от раннего докембрия к кайнозою [6, 24].

Приуроченность основной массы позднепротерозойских карбонатных пород к восточным прогибам, отсутствие в них прослоев гипсов и ангидридов и низкие содержания рассеянной в карбонатах сульфатной серы (R_{1-2} 0,06%; V 0,26%) указывают на то, что отложение карбонатных осадков происходило в морских бассейнах нормальной солености, трансгрессировавших на платформу со стороны Урала и постепенно распреснявшихся в западном направлении. В этом отношении Русская платформа отличалась от Сибирской, где с конца венда в аридных климатических условиях в морском бассейне возникали зоны засоления с накоплением маломощных пачек гипсов и ангидритов (Иркутский амфитеатр, север Алданского щита и Анабарская синеклиза [32]). Отсутствие достаточно крупных тел гипсов и ангидритов в рифейских отложениях континентальных платформ мира служит, по-видимому, косвенным указанием на то, что содержание сульфат-иона в водах рифейских морей было заметно ниже, чем в морях и океанах фанерозоя.

Глинистые породы. Распространенность верхнепротерозойских глин и их уплотненных аналогов (аргиллитов и глинистых сланцев) аномально низка, особенно в каратави (см. табл. 1 и фиг. 1). Объемы глинистых пород в отложениях рифея, так же как и карбонатов, резко убывают с востока на запад платформы. Основная их масса сосредото-

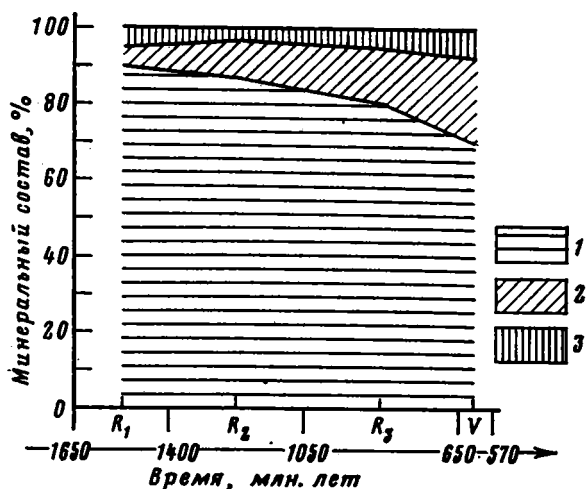
Минеральный состав алевролитов-песчаных пород и примесей к глинистым породам верхнего протерозоя Русской платформы

Тип породы	Стратиграфический интервал	Объем пород, 10 ⁴ км ³	Число средних проб	Число образцов в пробах	Растворимость, %	Нерастворимый остаток (н. о.), %	Гранулометрический состав, % от н. о. по фракциям, мм			Выход легкой фракции, %	Выход тяжелой фракции, %	Содержание минералов легкой фракции, %					
							0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01			кварц	опал	халцедон	полевой шпат	хлорид	слюда
Алеврито-песчаные	Бурзяний R ₁	308,0	8	103	4,17	95,83	18,43	51,83	29,74	99,06	0,94	31,83	—	—	43,25	2,39	2,69
	Юрматиний R ₂	72,7	9	217	2,69	97,31	22,40	48,31	29,29	98,93	1,07	69,34	—	—	23,51	1,01	Следы
	Каратавий R ₃	252,1	14	362	5,28	94,72	13,02	57,00	29,98	99,21	0,79	66,90	—	—	20,43	2,23	2,22
	Рифей R	632,2	31	682	4,45	95,55	16,71	53,49	29,80	99,10	0,90	50,05	—	—	31,93	2,17	2,69
	Венд V	391,9	27	975	4,12	95,88	5,96	59,00	35,04	98,22	1,78	53,40	—	—	25,90	4,39	6,69
	Верхний протерозой PR ₃	1024,1	58	1657	4,33	95,67	12,59	55,60	31,81	98,77	1,23	51,34	—	—	29,62	3,02	4,22
Глинистые (алевролитопесчаная фракция 0,1—0,01 мм)	Бурзяний R ₁	93,7	6	16	15,18	84,82	—	37,42	62,58	98,99	1,01	26,99	—	—	25,08	3,22	13,49
	Юрматиний R ₂	1,9	5	53	6,96	93,04	—	33,53	66,47	98,62	1,38	17,93	0,79	—	20,15	1,32	9,23
	Каратавий R ₃	11,5	13	125	8,88	91,12	—	33,41	66,59	99,21	0,79	27,54	0,80	—	26,74	0,80	12,03
	Рифей R	107,1	24	194	14,35	85,65	—	36,91	63,09	99,01	0,99	26,89	0,10	—	25,20	2,93	13,26
	Венд V	468,9	32	1063	4,96	95,04	—	32,87	67,13	98,94	1,06	27,44	2,25	0,90	35,07	1,80	16,64
	Верхний протерозой PR ₃	576,0	56	1257	6,71	93,29	—	33,62	66,38	98,96	1,04	27,34	1,85	0,73	33,24	2,00	16,03

Тип породы	Стратиграфический интервал	Содержание минералов легкой фракции, %					Содержание минералов тяжелой фракции, %											
		обломки кремнистых пород	обломки пород	гидрокислы Fe	глауко-нит	растительные и органические остатки	циркон	рутил	турмалин	грават	ставролит	силлиманит	хлортопсид	апатит	эпидот	амфибол	тироксен	сфен
Алеврито-песчаные	Бурзяний R ₁	—	17,03	—	Следы	0,87	1,57	0,10	2,22	0,22	0,22	—	—	7,26	0,76	0,35	Следы	0,44
	Юрматиний R ₂	—	5,07	—	—	—	0,99	—	0,66	2,59	—	—	—	5,84	0,66	0,11	0,11	0,17
	Каратавий R ₃	—	0,84	1,02	5,57	—	1,57	—	1,99	0,96	—	—	0,25	2,49	0,92	0,25	—	0,43
	Рифей R	—	9,21	0,41	2,22	0,42	0,50	0,05	1,94	0,78	0,11	—	0,10	5,20	0,81	0,28	0,01	0,40
	Венд V	1,06	3,07	0,71	3,00	—	3,43	Следы	2,70	5,89	1,44	Следы	Следы	3,37	7,09	1,35	—	1,42
	Верхний протерозой PR ₃	0,41	6,86	0,52	2,52	0,26	2,23	0,03	2,23	2,74	0,62	—	0,06	4,50	3,21	0,69	0,01	0,79

Глинистые (алеврито- песчаная фракция 0,1—1,01 мм)	Бурзяний R ₁	3,22	25,06	—	Следы	1,93	2,39	—	0,40	—	Следы	—	—	1,00	3,39	Следы	0,60	0,40
	Юрматиний R ₂	0,79	45,35	—	1,06	—	—	—	—	1,54	—	—	—	0,77	0,51	Следы	—	—
	Каратавий R ₃	—	29,96	—	1,34	Следы	0,31	—	0,46	Следы	—	—	0,46	0,46	1,84	—	—	
	Рифей R	2,83	25,96	—	0,16	1,69	2,12	—	0,40	0,03	—	—	0,05	0,93	3,18	—	0,52	0,35
	Венд V	1,80	12,14	—	0,90	Следы	1,10	—	0,49	0,98	0,24	0,61	—	2,81	3,41	—	—	0,49
	Верхний протерозой PR ₃	1,99	14,71	—	0,76	0,31	1,28	—	0,47	0,81	0,19	0,51	0,01	2,46	3,37	—	—	0,46

Тип породы	Стратиграфический интервал	Содержание минералов тяжелой фракции, %															
		анатаз	брукит	лейкоксен	магнетит, титаномаг- нетит, ильменит	гематит	лимо- нит	гидроокис- лы Fe	олода	хлорит	пирит	сфале- рит	флюо- рит	глауконит	барит	карбонаты	обломки пород
Алевроито- песчаные	Бурзяний R ₁	0,53	—	10,76	6,54	0,65	0,23	25,22	30,85	1,74	1,81	—	—	—	0,44	—	2,09
	Юрматиний R ₂	0,22	—	5,37	10,62	—	—	36,73	5,74	0,22	1,10	Следы	31,15	—	4,50	—	0,22
	Каратавий R ₃	0,84	—	8,79	11,71	1,79	0,40	37,89	3,83	Следы	3,74	—	—	0,82	0,26	—	0,07
	Рифей R	0,62	—	9,36	9,06	1,03	0,27	31,59	17,76	0,87	2,49	—	3,55	0,33	0,82	—	1,07
	Венд V	2,02	Следы	17,32	12,76	Следы	0,09	52,86	16,85	1,35	17,58	—	—	Следы	0,68	29,58	0,22
	Верхний протерозой PR ₃	1,15	—	12,40	10,48	0,63	0,20	39,06	17,41	1,06	8,27	—	2,19	0,20	0,77	11,33	0,74
Глинистые (алевроито- песчаная фракция 1,1—0,01 мм)	Бурзяний R ₁	1,39	0,80	1,20	4,99	2,60	Следы	11,18	6,79	0,60	7,59	—	—	—	—	38,32	17,36
	Юрматиний R ₂	—	—	0,51	1,54	0,51	—	16,22	105,84	6,18	2,06	—	—	—	—	—	2,32
	Каратавий R ₃	—	—	1,84	3,99	0,62	0,31	16,42	23,78	1,22	2,91	—	—	—	—	16,56	7,82
	Рифей R	1,22	0,70	1,26	4,83	2,35	0,03	11,83	10,38	0,76	6,99	—	—	—	—	35,00	16,07
	Венд V	1,36	—	4,03	14,78	0,73	0,36	20,39	9,55	0,61	13,92	—	—	—	—	27,36	3,78
	Верхний протерозой PR ₃	0,52	0,13	3,51	12,93	1,03	0,30	18,80	9,70	0,64	19,63	—	—	—	—	28,09	6,07



Фиг. 4. Изменение во времени минерального состава пелитовой фракции (<0,001 мм) верхнепротерозойских глинистых пород Русской платформы
1 — слюда мусковитового типа; 2 — каолинит; 3 — хлорит

точена в прогибах, открывающихся в сторону Уральской и Тиманской геосинклиналей (95% — общего объема рифейских глин), и всего лишь 5% приходится на центральные и западные прогибы, в которых господствуют континентальные песчаные толщи. В венде схема распределения глинистых пород изменяется и область их максимального накопления смещается в Московскую синеклизу (77% общего объема вендских глин), а на восточные (20%) и западные (3%) районы приходится в совокупности менее 1/4 общего объема вендских глинистых осадков (см. табл. 1).

Глины содержат значительное количество алеврито-песчаных примесей, слагающих около 1/3 общего объема глинистых осадков (табл. 3). Минеральный состав фракции 0,1—0,01 мм глин близок к составу синхронных песчаных осадков, отличаясь от них более высоким содержанием обломков пород (особенно в рифейских комплексах) и более низким кварца (18—27%). Значительное количество полевых шпатов (до 33%) и слюд (до 16%) в легкой фракции и характерная ассоциация минералов тяжелой фракции алеврито-песчаных примесей (см. табл. 3) дают основание полагать, что основными источниками питания, так же как и для песчаников, являлись коры выветривания гранитоидов и гранитогнейсов фундамента платформы. Обилие сравнительно малоустойчивых алюмосиликатных минералов (главным образом полевых шпатов) в составе алеврито-песчаных примесей свидетельствует о том, что процессы выветривания на окружающей суше характеризовались малой интенсивностью. В большинстве случаев формировавшиеся профили выветривания вряд ли далеко выходили за рамки начальной (щелочной) стадии. В пользу этого говорит и минеральный состав пелитовой фракции глинистых пород. Господствующим в ней глинистым минералом является слюда мусковитового типа (табл. 4, фиг. 4). Поскольку содержание ее несколько убывает, а каолинита и хлорита соответственно увеличивается вверх по разрезу PR_3 , можно полагать, что интенсивность процессов выветривания постепенно увеличивалась от бурзiania к позднему венду.

Наблюдаемое постепенное уменьшение вверх по разрезу PR_3 количества слюд мусковитового типа (см. фиг. 4) находит свое выражение в последовательном снижении концентрации калия в глинистых породах. Аналогичный тренд четко проявился и у песчаных пород того же возраста (см. табл. 2, фиг. 5). Если учесть, что тенденция к постепенному обеднению калием прослеживается и далее вверх по фанерозой-

Средние количественные соотношения глинистых минералов в пелитовой фракции
глинистых пород верхнего протерозоя Русской платформы*

Стратиграфический интервал	Число средних проб	Число образ- цов в пробах	Выход пелито- вой фракции ($<0,001$ мм), %	Содержание глинистых минералов, %		
				слюда мус- ковитового типа	каолинит	хлорит
Бурзяний R_1	6	16	62,6	85—90	5—10	3—5
Юрматиний R_2	5	53	66,5	80—90	10	3
Каратавий R_3	13	125	66,6	80	10—15	5
Венд V	32	1063	67,1	70—75	20—25	6—10

Примечание. Определения выполнены в ИГГ СО АН СССР канд. геол.-минерал. наук Э. П. Солотчиной.

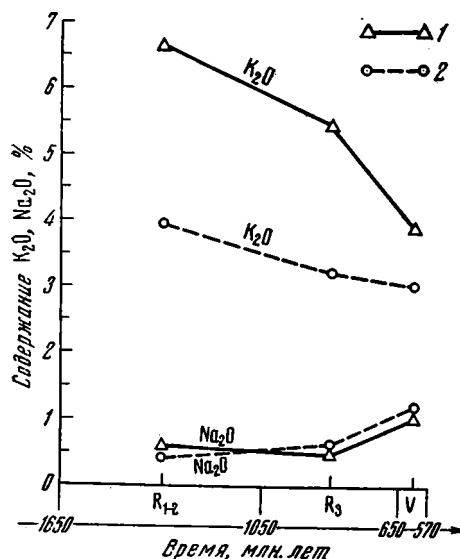
скому разрезу осадочного чехла Русской платформы [23, 24, 26], то можно с уверенностью говорить о закономерном и направленном во времени процессе обеднения калием терригенных толщ платформы. Причины этой эволюционной тенденции рассмотрены в работах [23, 24].

Глинистые и песчаные породы верхнего протерозоя обнаруживают коренные различия в изменении во времени величины их алюмокремневого модуля Al_2O_3/SiO_2 , отображающего существо преобразований состава этих пород в процессах выветривания. В глинах алюмокремневый модуль, как видно из фиг. 6, остается почти неизменным от нижнего рифея до венда, несмотря на значительные изменения скоростей эрозии и седиментации. В песчаных же породах, как мы увидим далее, величина модуля испытывает закономерные изменения в соответствии с увеличением или уменьшением этих скоростей.

Алюмосиликатные минералы песчаников, в основной своей массе унаследованные от магматических и метаморфических пород фундамента, формировались на больших глубинах при высоких температурах и давлениях. Вследствие этого они обладают малой устойчивостью к выветриванию в чуждых им условиях зоны гипергенеза. В отличие от них алюмосиликатные глинистые минералы, образовавшиеся в корях выветривания при низких температурах и давлениях, гораздо более устойчивы на земной поверхности. Таким образом, именно различиями в устойчивости алюмосиликатных минералов объясняется разная реакция песчаных и глинистых пород на изменение тектонического режима в областях размыва и осадконакопления. Уменьшение скоростей эрозии и седиментации, увеличивая длительность воздействия агентов выветривания, интенсифицировало процессы разложения сравнительно малоустойчивых алюмосиликатных минералов песчаных пород, почти не оказывая существенного влияния на стабильные в климатических условиях позднего протерозоя глинистые минералы.

Означает ли постоянство алюмокремневого модуля глинистых пород, что изменения тектонического режима вообще не влияли на другие особенности их химического состава? Факты говорят о другом. Из фиг. 6 видно, что такие параметры, как коэффициент зрелости глин (Al_2O_3/Na_2O), представляющий отношение наименее подвижного глинозема к наиболее подвижному натрию, их щелочной модуль (K_2O/Na_2O) и степень окисленности железа (Fe_2O_3/FeO) в течение байкальского цикла изменялись в строгой, но обратной зависимости от скоростей эрозии и осадконакопления. Уменьшение скоростей способствовало усилению выноса из глин легко подвижного натрия и относительному накоплению менее подвижного калия и наименее подвижного глинозема. Следствием этого явилось увеличение коэффициента зрелости и щелочного модуля глинистых осадков.

Вместе с тем малые скорости способствовали увеличению длительности пребывания глинистых осадков на контакте с атмосферой. В результате возрастала окисленность в них железа и соответственно ве-



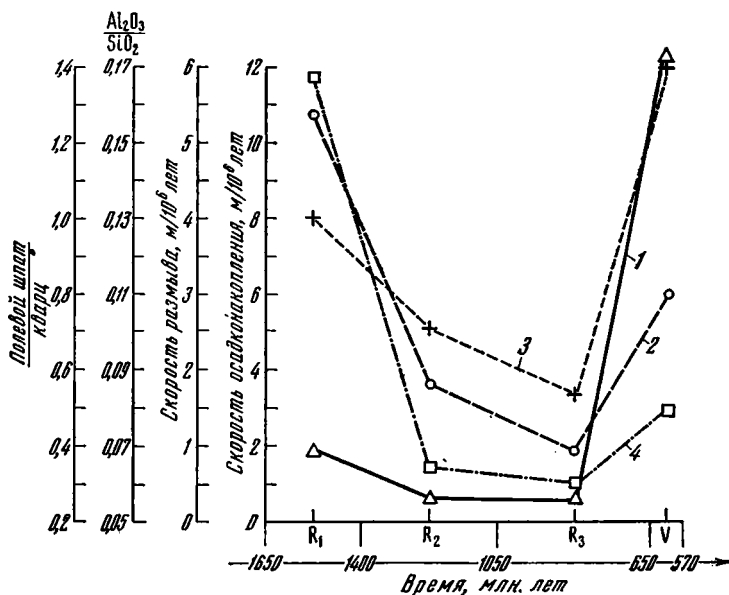
Фиг. 5

Фиг. 5. Изменение во времени средних содержаний K_2O и Na_2O в верхнепротерозойских глинистых и песчаных породах Русской платформы

1 — глины; 2 — пески

Фиг. 6. Зависимость изменений во времени монокремнивого модуля (Al_2O_3/SiO_2), коэффициента зрелости (Al_2O_3/Na_2O), отношений K_2O/Na_2O и Fe_2O_3/FeO в верхнепротерозойских глинистых породах от скоростей размыва (в областях сноса) и осадконакопления (в областях седиментации)

1 — скорость размыва; 2 — скорость осадконакопления; 3 — Al_2O_3/SiO_2 ; 4 — Fe_2O_3/FeO ; 5 — K_2O/Na_2O ; 6 — Al_2O_3/Na_2O

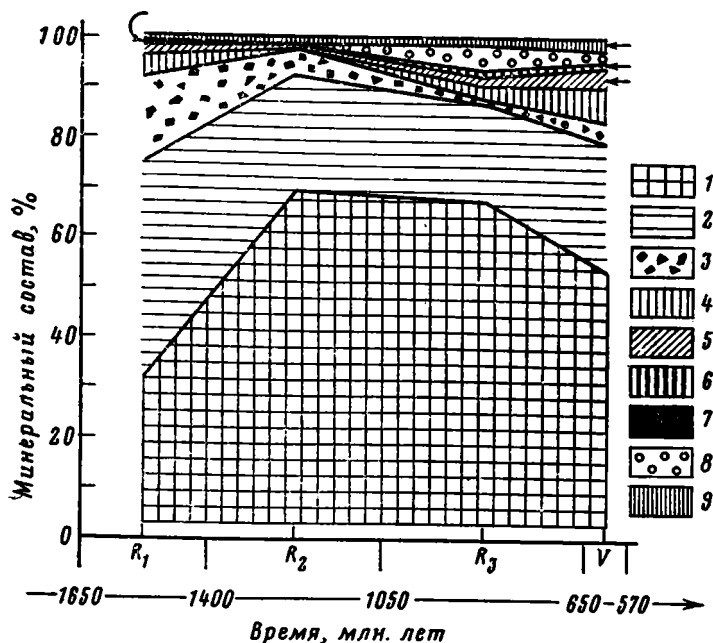


Фиг. 6

личина Fe_2O_3/FeO . Увеличение же скоростей размыва и седиментации привело к уменьшению величин всех рассматриваемых показателей.

Среднее содержание рассеянного органического углерода в верхнепротерозойских глинах (0,28%; см. табл. 2) почти втрое ниже, чем в глинах фанерозоя [24, 26]. Прослеживается постепенное увеличение содержаний $C_{орг}$ снизу вверх по разрезу осадочного чехла Русской платформы от комплекса R_{1-2} (0,13%) и R_3 (0,23%) к V (0,3%) и далее к PZ (0,70%) и MZ—KZ (0,94% [26]).

Песчаные породы. Характерной особенностью песчаных пород всех комплексов верхнего протерозоя Русской платформы, отличающей их от песчаников палеозоя, является сходство их состава, прежде всего минерального, с составом гранитоидных пород кристаллического фундамента платформы. Главными породообразующими минералами гранитоидов фундамента, согласно данным В. В. Ляховича [15], являются кварц (30—60%), калиевые полевые шпаты (15—55%) и плагиоклазы



Фиг. 7. Изменение во времени среднего минерального состава верхнепротерозойских песчаных пород Русской платформы
 1 — кварц; 2 — полевые шпаты; 3 — обломки пород; 4 — слюда, 5 — хлорит, 6 — гидроокиси Fe; 7 — растительные остатки, 8 — глауконит; 9 — тяжелая фракция

(5—35%). Именно этими же минералами обогащены верхнепротерозойские песчаники. Они унаследовали без значительных изменений минералогию материнских пород. Это произошло благодаря тому, что в позднем протерозое на обширных пространствах платформенной суши преобладали процессы механической денудации. Химическое выветривание отличалось малой интенсивностью, поскольку в формировавшихся осадках, особенно рифейских, песчаники преобладали над глинами, а в их минеральном составе сохранился очень высокий процент сравнительно малоустойчивых к разложению полевых шпатов.

Среднее содержание полевых шпатов в песчаных породах бурзяния достигает 43%, а кварца 32% (см. табл. 3, фиг. 7). Такие соотношения породообразующих минералов типичны для аркозовых песчаников и указывают на их принадлежность к группе аркозовых аренитов, согласно классификации Ф. Петтиджона [19]. Особенностью же химического состава песчаников бурзяния (см. табл. 2) является очень высокий процент калия (4,4% K_2O), близкий к его содержанию в мировом докембрийском граните (4,5% K_2O [7]) и даже более высокий, чем в среднем для гранитоидов и гранитогнейсов фундамента Русской платформы (3,4% K_2O). Содержание натрия в песчаниках намного ниже (0,7% Na_2O), и калий, таким образом, резко преобладает над натрием (в среднем $K_2O/Na_2O=7$). В ряде разрезов величина этого отношения достигает 20 и даже 30. Среднее же содержание Na_2O в гранитах и гранитогнейсах фундамента Русской платформы составляет 3,7%, а величина $K_2O/Na_2O=0,9$.

Наблюдаемые соотношения связаны с разной устойчивостью к выветриванию калиевых полевых шпатов и плагиоклазов [25]. Большая устойчивость ортоклаза и микроклина определила на начальных стадиях процесса накопление калия в аркозовых продуктах дезинтеграции и вынос натрия водами во внутриматериковые бассейны. Происходившее одновременно разложение плагиоклазов (а также биотита, амфибола и других менее распространенных в гранитогнейсовом фундамен-

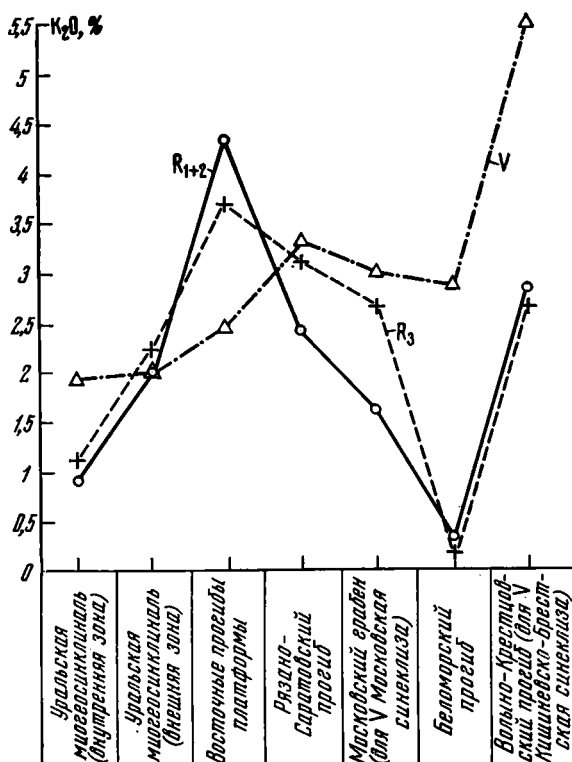
те фемических минералов) способствовало образованию пелитовой фракции. За ее счет формировались прослой глинистых осадков и цемент алеврито-песчаных пород, также обогащавшиеся калием в результате его захвата слоистыми силикатами. При более глубоком выветривании, происходившем в центральных и западных районах платформы в условиях малых скоростей эрозии и седиментации, разрушению подвергались не только натриевые, но и калиевые полевые шпаты. Вследствие этого песчаные осадки обогащались здесь кварцем относительно полевых шпатов и SiO_2 относительно Al_2O_3 . В результате песчаные породы обеднялись калием, а натрий почти целиком выносился из них. Исключение представляют рифейские песчаные породы Московского грабена, в которых содержание Na_2O очень велико (до 1,8%, см. табл. 2). Причины этой аномалии не ясны, и для их установления требуются более детальные исследования.

Другой особенностью песчаных пород бурзяния является очень высокий (0,13) алюмокремниевый модуль, занимающий промежуточное положение между значениями, типичными для песчаных и глинистых пород. Это указывает на слабое разделение глинозема и кремнезема при выветривании алюмосиликатных минералов материнских кристаллических пород фундамента. О малой интенсивности выветривания последних в раннем рифее свидетельствует также очень большая величина отношения полевого шпата к кварцу, равная 1,4.

В вышележащих комплексах рифея прослеживаются определенные изменения в минеральном и химическом составе песчаных пород. Количество кварца в песчаниках юрматиния и каратавия удваивается по сравнению с песчаниками бурзяния (см. табл. 3, и фиг. 7), достигая 69%, а полевых шпатов — снижается вдвое (до 20%). В результате меняется их положение в классификационной схеме и они переходят в группу субаркозовых аренитов. Вверх по разрезу снижается содержание обломков пород (от 17 до 0,8%) и слюд (от 3,7 до 2,2%). В песчаниках каратавия впервые появляется в заметных количествах глауконит (5,6%; см. табл. 3).

Изменения затронули и химический состав песчаных пород (см. табл. 2). Наиболее ярко они проявились в закономерном и значительном снижении содержаний калия при очень слабом росте содержаний натрия от бурзяния к венду (см. фиг. 5). Проще всего было бы связать причину уменьшения количества калия с изменениями петрографического состава обнажавшихся пород суши, по мере углубления эрозионного среза фундамента. Однако подсчеты показывают, что средняя мощность эродированных кристаллических пород составила за весь поздний протерозой всего лишь около 800 м (см. табл. 1). Такой незначительный срез фундамента вряд ли мог привести к коренным преобразованиям петрографического состава областей сноса и к выходу на поверхность основных пород, резко обедненных калием. Более вероятной представляется гипотеза об увеличивающихся со временем интенсивности выветривания и глубины разложения алюмосиликатных минералов — носителей калия (полевых шпатов и слюд), количество которых, как было показано выше, уменьшается в песчаных породах снизу вверх по разрезу верхнего протерозоя (см. табл. 3).

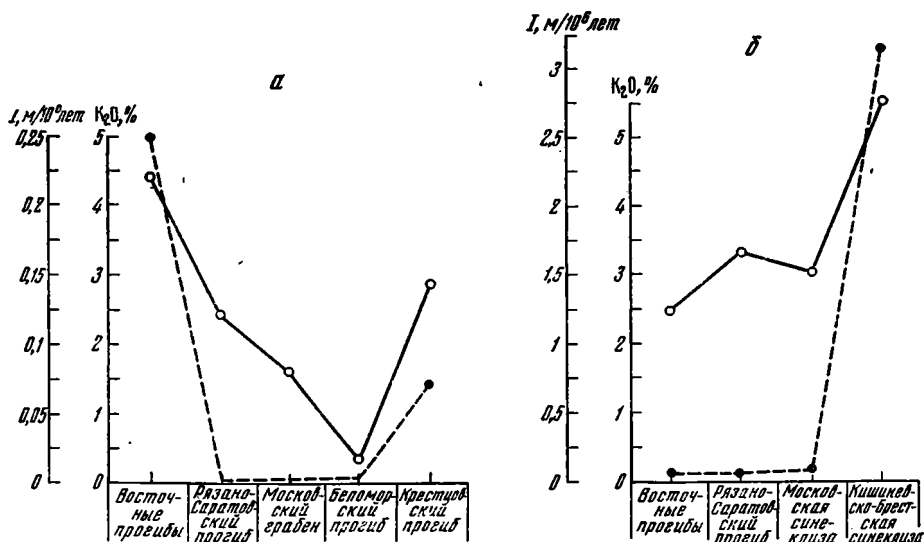
Содержания калия уменьшаются в песчаных породах не только во времени, но и на площади платформы от прогиба к прогибу. Эти изменения прослеживаются в каждом стратиграфическом комплексе PR_2 (см. табл. 2). С особой наглядностью они выражены на геохимическом профиле, проведенном от Уральской миогеосинклинали в глубь платформы (фиг. 8). Максимальное содержание K_2O в песчаниках комплексов R_{1-2} и R_3 приурочены к Камско-Бельскому и Радаевско-Абдуллинскому прогибам. Они убывают по обе стороны от них к востоку по направлению к внешней и далее к внутренней зонам Уральской миогеосинклинали и еще более резко — к западу, достигая минимума в Беломорском прогибе. Затем содержания калия вновь несколько увеличиваются в песчаных породах Волыно-Крестцовского авлакогена.



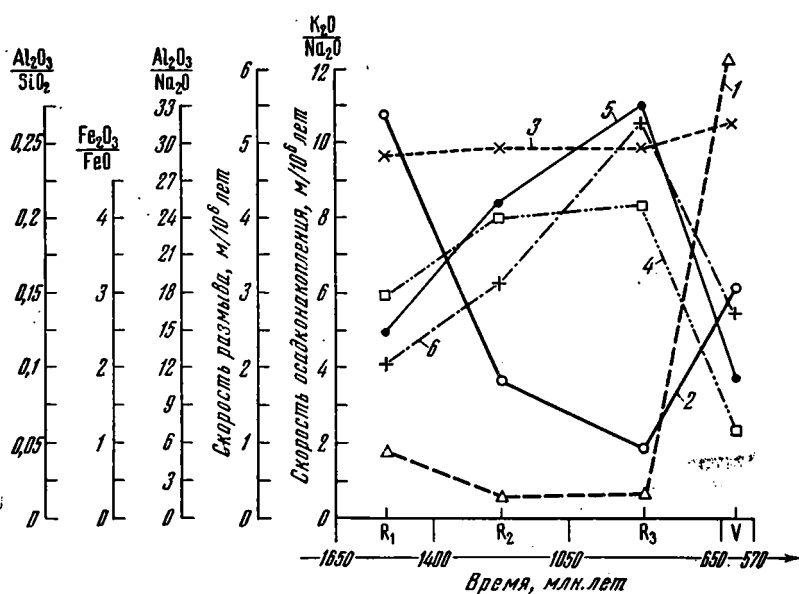
Фиг. 8. Изменение средних содержаний K_2O в песчаных породах рифея и венда на профиле от Уральской геосинклинали в глубь Русской платформы

Причины этих ориентированных в пространстве изменений связаны с действием двух независимых факторов — менявшейся на площади глубины разложения минералов в процессах выветривания и различиями в интенсивности синхронной вулканической деятельности. О влиянии первого фактора можно судить по изменениям химического состава песчаных пород на профиле: падение содержаний калия к востоку и западу от Камско-Бельского прогиба сопровождается, как видно из данных табл. 2, снижением содержаний глинозема и ростом содержания кремнезема. Такие согласованные преобразования состава представляются вполне естественными, если допустить, что в направлении к центральным районам платформы возрастала глубина выветривания алюмосиликатов, концентрирующих калий, и накапливался бедный калием остаточный кварц. Неизбежным следствием изменения интенсивности этого процесса явился прогрессирующий к востоку и западу от Камско-Бельского прогиба вынос калия из разрушавшихся калиевых полевых шпатов и слюд.

Второй фактор, действовавший избирательно, вел к обогащению песчаных пород калием. Он проявился в R_{1-2} лишь в пределах Камско-Бельского и Волюно-Крестцовского прогибов, где в это время развивалась щелочно-базальтовая вулканическая деятельность, приносящая в песчаные осадки вместе с пирокластическим материалом дополнительный калий. Мы попытались количественно оценить интенсивность этого вулканизма (см. табл. 1) и полученные оценки сопоставить с распределением калия на профиле (фиг. 9, левая половина). Из графика видно, что максимумы содержаний K_2O совпадают в обоих прогибах с проявлением вулканической деятельности. Подобная же зависимость прослеживается на профиле, построенном для венда, где наиболее высоким содержанием калия в песчаных породах Кишиневско-Брестского прогиба отвечает пик на кривой интенсивности вулка-



Фиг. 9. Изменение интенсивности вулканизма I (пунктирная линия) и среднего содержания K_2O (сплошная линия) в песчаных породах комплексов R_{1-2} (а) и V (б) на геохимических профилях



Фиг. 10. Зависимость изменений во времени алюмокремниевое модуля, отношения полевой шпат/кварц от скоростей размыва (в областях сноса) и осадконакопления (в областях седиментации) в верхнепротерозойских песчаных породах Русской платформы 1 — скорость размыва; 2 — скорость осадконакопления; 3 — Al_2O_3/SiO_2 , 4 — полевой шпат/кварц

низма (см. рис. 9, правая половина). Вулканические продукты, представленные в этом прогибе не только основными, но и средними и кислыми эффузивами и туфами, зачастую весьма обогащенными калием (до 8,5% K_2O [16]). По-видимому, явление привноса калия в позднепротерозойские платформенные осадки вместе с туфовым и пепловым материалом распространено достаточно широко. Аналогичные явления описаны и детально изучены петрографически и петрохимически Б. Р. Шпунтом [21] в рифейских толщах северно-востока Сибирской платформы.

Значительные изменения в составе песчаных пород происходят в венде (см. табл. 2 и 3). Заметно увеличивается в них содержание по-

левых шпатов, уменьшается количество кварца и в результате растут величины алюмокремневого модуля и отношения полевых шпатов к кварцу (фиг. 10). Коренным образом изменяется по сравнению с рифеем схема распределения калия на геохимическом профиле (см. фиг. 8).

Возникает вопрос, каковы же причины изменений состава верхнепротерозойских песчаных пород, прослеженные нами от раннего рифея до позднего венда (см. фиг. 10). На графике сопоставлены тенденции изменения во времени величин алюмокремневого модуля и отношения полевого шпата к кварцу с синхронными изменениями скоростей поднятия областей размыва и погружения областей седиментации платформы. Параллельный ход кривых показывает, что с уменьшением скоростей размыва и седиментации возрастала глубина выветривания алюмосиликатных минералов (уменьшение величины Al_2O_3/SiO_2 и полевого шпат/кварц). И наоборот, с увеличением скоростей эрозии и осадконакопления уменьшалась глубина разложения алюмосиликатных минералов (рост величины Al_2O_3/SiO_2 и полевого шпат/кварц). Эпохи быстрых скоростей и неглубокого разложения минералов приходится на начальную (R_1) и конечную (V) стадии байкальского цикла седиментации на Русской платформе, а минимальные скорости и сравнительно более глубокое разложение минералов приурочены к срединным стадиям этого цикла (R_2 и R_3). Установленная зависимость объясняется тем, что чем быстрее эродировались материнские кристаллические породы и чем быстрее захоронялись продукты эрозии в грабенообразных прогибах, тем скорее они выводились из сферы действия агентов выветривания и тем меньшим был конечный результат их воздействия. При малых же скоростях продукты эрозии подвергались более длительному воздействию процессов разложения и, следовательно, испытывали более глубокие преобразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате нашего исследования удалось в первом приближении отобразить своеобразие условий авлакогенной стадии седиментации в рифее и переход к плитной стадии в венде на позднепротерозойском этапе формирования осадочного чехла Русской платформы. Получена количественная характеристика морфологии грабенообразных прогибов, объемов выполняющих их отложений, распространенности важнейших типов пород, их минерального и химического состава. Выявлены закономерности изменения этих параметров во времени и пространстве. Показано, что максимальные объемы отложений и наибольшие скорости седиментации были приурочены к грабенообразным прогибам, тяготеющим к Урало-Тиманской геосинклинали. В направлении к прогибам центральных и северо-западных районов платформы объемы осадков и скорости седиментации прогрессивно убывали. В этом же направлении затухали трансгрессии морей, резко сокращалось количество карбонатных и глинистых пород и возрастало количество грубообломочных континентальных песчаных осадков. Установлена аномально широкая по сравнению с фанерозойским чехлом платформы распространенность песчаных пород и относительно низкая — глинистых пород (особенно в рифее), связанная с преобладанием процессов механической денудации над химическим выветриванием на обширной платформенной суше, сложной преимущественно гранитоидными и гранитогнейсовыми породами кристаллического фундамента. Показано, что песчаные породы рифея и венда представлены преимущественно аркозовыми ассоциациями минералов, а глинистые — гидрослюдами. Они унаследовали особенности своего состава от материнских пород фундамента. Выявлено, что глубина разложения алюмосиликатных минералов песчаных пород возрастала прямо пропорционально уменьшению скоростей эрозии и седиментации. В глинистых же породах уменьшение скоростей определяло рост коэффициента их зрелости, величины щелочного модуля и степени окисленности железа.

Установлено исключительно высокое содержание калия в глинистых и песчаных породах, постепенно убывающее снизу вверх по разрезу верхнего протерозоя платформы. Показано, что наряду с основным источником калия, каковым являлись калиевые полевые шпаты и слюды пород кристаллического фундамента, существовал дополнительный источник калия, связанный с поступлением в толщу осадков пирокластических продуктов синхронной щелочно-базальтовой вулканической деятельности, развивавшейся в прогибах, тяготеющих к Уральской и средиземноморской геосинклиналям.

Рассмотрены причины низкой распространенности карбонатных пород в верхнепротерозойских толщах. Показано, что на рифейском этапе они определялись господством континентальных обстановок седиментации, а в позднем венде — значительным похолоданием, затормозившим карбонатакопление, несмотря на обширную трансгрессию уральского моря в глубь платформы.

Косвенные данные указывают на то, что воды рифейских морей Русской платформы были недосыщены сульфат-ионом, а количество свободного кислорода в атмосфере увеличивалось в течение позднего протерозоя, но было существенно ниже, чем в фанерозое. Эта проблема требует специального рассмотрения с привлечением данных по геохимии редких элементов и стабильных изотопов кислорода, серы и углерода. Такая работа начата и составит предмет нашего следующего сообщения.

Литература

1. Аксенов Е. М., Бронгулеев В. В., Воробьев И. В. и др. Карты мощности верхнего протерозоя Восточно-Европейской платформы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 4, с. 3—25.
2. Аксенов Е. М., Келлер Б. М., Соколов Б. С. и др. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978, № 12, с. 17—34.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Т. I/Под ред. Виноградова А. П. М.: Гостеолтехиздат, 1961.
4. Атлас литолого-палеогеографических карт ССМР. Т. I/Под ред. Виноградова А. П. М.: Всес. аэрогеологич. трест., 1968.
5. Беккер Ю. Р. Древние молассы складчатых систем европейской части СССР и их значение для стратиграфии докембрия. — В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1968, с. 52—58.
6. Виноградов А. П., Ронов А. Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. — Геохимия, 1956, № 6, с. 3—24.
7. Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. — Л.: ОНТИ, 1936. 591 с.
8. Казаков Г. А. Геохимические особенности осадочных пород верхнего докембрия Уральской геосинклинали. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста (тез. докладов). М., 1980, с. 70—72.
9. Карты мощности осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (верхний протерозой) в масштабе 1 : 5 000 000/Под ред. Бронгулеева В. В. М.: Недра, 1981.
10. Келлер Б. М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М.: Изд-во МГУ, 1968. 101 с.
11. Келлер Б. М., Королев В. Г., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Поздний протерозой (рифей и венд) — В кн.: Палеогеография СССР. Т. I. М.: Недра, 1974, с. 80—113.
12. Клевцова А. А. Об основных чертах истории Русской платформы в рифее. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1971, № 7, с. 3—13.
13. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 311 с.
14. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 9—34.
15. Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967. 447 с.
16. Махнач А. С., Веретенников Н. В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1970. 234 с.
17. Махнач А. С., Веретенников Н. В., Шкуратов В. И. Стратиграфическая схема верхнего протерозоя Белоруссии. — Докл. АН БССР, 1974, т. 18, № 5, с. 453—456.
18. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Т. I/Под ред. Т. Н. Спичарского. Л.: ВСЕГЕИ, 1974.
19. Петтеджан Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
20. Постникова И. Е. Корреляция разрезов верхнего докембрия западного склона Урала и Восточно-Европейской платформы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 5, с. 86—102.

21. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы, Новосибирск.: Наука, 1979. 215 с.
22. Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода).— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 3. 390 с.
23. Ронов А. Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли.— Геохимия, 1972, № 2, с. 137—147.
24. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980. 78 с.
25. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления.— Геохимия, 1965, № 2, с. 131—157.
26. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ.— Геохимия, 1979, № 4, с. 403—438.
27. Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования).— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6, с. 3—36.
28. Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Хаин В. Е. О достоверности количественных методов исследования в литологии и геохимии.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 1, с. 3—26.
29. Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород.— В кн.: Химия земной коры. Т. I. М.; Изд-во АН СССР, 1963, с. 201—252.
30. Ронов А. Б., Ратынский В. М. Метод установленных средних проб.— Докл. АН СССР, 1952, т. 86, № 4, с. 12—15.
31. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Нижне- и средне-рифейские литологические комплексы мира.— Сов. геология, 1980, № 5, с. 59—79.
32. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Вендские литологические комплексы мира.— Сов. геология, 1981, № 5, с. 37—59.
33. Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. Рифей Восточно-Европейской платформы.— Изв. вузов. Геология и разведка. 1969, № 10, с. 3—14.
34. Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 572 с.
35. Хаин В. Е., Ронов А. Б., Сеславинский К. Б. Верхнерифейские литологические комплексы мира.— Сов. геология, 1981, № 1, с. 72—91.
36. Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 187 с.
37. Якобсон К. Э., Иголкина Н. С. Формации байкальского этапа.— В кн.: Геохимические формации осадочного чехла Русской платформы. Л.: Недра, 1981, с. 18—36.

ГЕОХИ
Москва

Поступила в редакцию
5.V.1983

ХРОНИКА

УДК (047)

СЕМИНАР «УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ
И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ»

ХОЛОДОВ В. Н., ШМАРИОВИЧ Е. М., НЕДУМОВ Р. И.

20—24 февраля 1983 г. в г. Пущино на базе Института биохимии и физиологии микроорганизмов состоялся Второй Всесоюзный семинар «Условия образования редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений», организованный Междуведомственным литологическим комитетом совместно с Научным советом по рудообразованию АН СССР. В семинаре приняли участие 107 человек из 37 геологических организаций Москвы, Ленинграда, Киева и других городов Советского Союза. Было заслушано 24 доклада; около 20 работ рассмотрено и обсуждено у стендов.

Семинар открыл заместитель председателя Междуведомственного литологического комитета, председатель секции руд цветных и редких металлов В. Н. Холодов. Во вступительном слове он отметил традиционность всесоюзных семинаров, посвященных стратиформному оруденению, и подчеркнул их большую роль в решении важнейших проблем рудообразования. В. Н. Холодов связал вопросы, рассматриваемые на семинарах, с общим развитием теоретической литологии и подчеркнул, что на этих форумах у специалистов разных разделов геологической науки — геологов структурного профиля, литологов, гидрогеологов, минералогов, геохимиков и геологов-рудников — проявляется возможность для непосредственных деловых контактов и обмена опытом; семинары способствуют разработке комплексного подхода к решению крупных проблем развития минерально-сырьевой базы страны.

В докладах, заслушанных на семинаре, рассматривались как теоретические проблемы формирования стратиформных месторождений, так и новые данные о геологическом строении, минералого-геохимических и литолого-геохимических особенностях конкретных месторождений, рудных зон и провинций.

В докладе В. Н. Холодова была сделана попытка типизировать процессы катагенетических преобразований по взаимоотношениям подземных вод и осадочных пород, рассмотрены различные пути формирования термальных газоводных растворов, выделены типы катагенетической зональности осадочных толщ и показаны их связи с образованием стратиформных месторождений разных металлов. Д. И. Павлов рассмотрел генезис свинцово-цинкового оруденения, локализованного в доломитизированных карбонатных толщах венда. Многоэтажность оруденения он объяснил неоднократным поступлением термодегидратационных растворов из глинистых толщ лахандинской серии верхнего рифея, проходивших в венде главную фазу нефтеобразования (ГФН). Сообщение В. Т. Лукьяновой было посвящено катагенетическим и стрессовым преобразованиям осадочных пород и генетической связи с ними рудной минерализации — на примере среднепалеозойских красноцветных меденосных вулканогенно-осадочных толщ Южного Казахстана и Северной Киргизии. О связи осадочного меденакпления с рифтогенными структурами говорил В. С. Салихов. В докладе В. П. Феоктистова был рассмотрен ряд аспектов генезиса стратиформных месторождений: соотношение времени рудообразования с возрастом вмещающих геологических формаций, источник рудного вещества, природа сульфидной серы, механизм переноса и концентрации рудного вещества. А. М. Лурье рассмотрел связь скоплений металлов в морских отложениях с деятельностью подземных палеосток. Наиболее убедительно эта связь прослежена для медистых сланцев и песчаников, принадлежащих аридной красноцветной формации. Г. В. Ручкиным и А. И. Донцом разработана гидротермально-осадочная модель формирования стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах. Авторы предположили, что растворы вулканогенного происхождения поступали в морской бассейн, затем на стадиях позднего диагенеза — раннего катагенеза формировали первичное сульфидное оруденение, которое позднее перераспределялось в процессе тектонических дислокаций, образуя рудные залежи и зоны минерализации, приуроченные к разломам. В докладе Ф. И. Вольфсона, В. В. Архангельской рассмотрены вопросы формирования пластообразных свинцово-цинковых месторождений с позиций гидротермального генезиса. Отмечено значение мощности и строения осадочного чехла, а также геологических особенностей верхних частей фундамента для развития рудообразующего процесса. Сообщение Е. М. Шмариовича, В. Н. Щеточкина, И. Г. Жильцовой было посвящено новым аспектам теории инфильтрационного уранового рудогенеза и, в частности, формированию коффинит-чернивевого оруденения в кристаллических породах, лишенных микробиологически активного органического вещества, а также возникновению первичных «слюдковых» (уранил-ванадатных и уранил-фосфатных руд в связи с древними латеритными корами выветривания, прорезаемыми палеоруслурами, и трещинными зонами окисления пиритовых пород фундамента. В докладе Г. Ю. Бутузовой были освещены процессы современного гидротермального рудообразования в Красном море. Этот объект может рассматриваться как природная модель формирова-

ния одного из типов вулканогенно-осадочных стратиформных полиметаллических месторождений. В выступлении *В. И. Фомичева, В. М. Шмонова, В. М. Витовой* говорилось о влиянии изменений кислотности — щелочности и окислительно-восстановительного потенциала системы на отложение стратиформных свинцово-цинковых руд. *О. Е. Шевченко, А. А. Гойжевский* показали, что на Украинском щите в средней юре и раннему мелу периодически возникала экзогенная гумидная рудогенерирующая система, в результате развития которой формировался латеральный формационный ряд с характерными фациально-геохимическими обстановками, определяющими рудоконтролирующую зональность.

В докладе *В. А. Баженова* охарактеризована рассеянная медно-свинцовая минерализация в зоне контакта палеозойских пород фундамента с мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты в пределах Томской области. Минерализация имеет эпигенетическую природу; источником рудного вещества предполагаются измененные породы палеозоя. *С. Н. Завалишин* на примере месторождения Учкулач показал взаимосвязь эпигенетических изменений рудовмещающих пород с образованием промышленных свинцово-цинковых руд. Сообщение *Г. Ф. Ивановой* было посвящено литолого-геохимическим особенностям крупнейшего в Европе стратиформного шеелитового месторождения Фелбертал (Австрия). Методы прогнозирования и поисков стратиформных медных месторождений в молассовых и черносланцевых формациях были рассмотрены *Л. Д. Шпорой* и *В. Ю. Запорожовым*. В докладе *А. К. Лисицына, О. И. Зеленовой, Н. И. Ганиной, Л. С. Шулик* изложены результаты детального изучения строения эпигенетической рудоконтролирующей зональности на инфильтрационных урановых месторождениях, охарактеризованы причины неравномерности и неперспективности развития уранового оруднения вдоль границ зон пластового окисления. В своем сообщении *С. Д. Расулова, И. Б. Максимов, Ю. В. Яшунский, Л. И. Кружкова, Н. Ф. Шупнов* показали, что использование комплекса геохимических параметров: содержания $\Sigma \text{орг}$, баланса форм Fe, цветовой характеристики цемента и обломочных зерен, величин ΔE_h пород и др. — позволяет дать объективную количественную оценку продуктивности рудовмещающих отложений при развитии инфильтрационного процесса и выделить литологические разности, обеспечивающие концентрированное отложение урана на границах зон пластовой лимонитизации. *И. П. Сергеев* представил пример формирования уранового месторождения в углеродистых сланцах как результат эпигенетических преобразований, приводящих к перераспределению убогих сингенетических рудных концентраций. Сообщение *И. А. Кондратьевой* было посвящено вопросам зональности и стадийности эпигенетических изменений пород на пластообразных гидрогенных месторождениях урана. *Я. М. Кисляков, В. А. Успенский* доложили о различных особенностях окислительных преобразований углей при инфильтрационном и гидротермальном урановом рудообразовании и возможностях использования наметившихся различий для решения рудогенетических задач.

В дискуссии по докладом выступили *М. Н. Альтгаузен, Г. Б. Наумов, Л. Б. Богашова, А. К. Лисицын* и др.

В принятом решении охарактеризованы основные достижения в области изучения стратиформных руд редких и цветных металлов, достигнутые в Советском Союзе за последние годы, и намечен ряд первоочередных задач:

1. Усилить внимание к разработке и обоснованию генетической типизации стратиформных месторождений редких и цветных металлов, выделив среди них генетически однородные группы, различающиеся между собой по условиям залегания, способам прогнозирования, поисков и разведки.

2. Шире применять комплексный подход к изучению отдельных рудных объектов и решению генетических задач путем комплексирования литолого-фациальных, геоминералогических, геохимических, гидрогеологических, гидрогеохимических, микробиологических методов с привлечением результатов экспериментальных и теоретических физико-химических исследований. Особенно целесообразно использовать достижения современного геоминералогического подхода с парагенетическим анализом стадийных минеральных парагенезов и исследованием на кристаллохимическом уровне ключевых минералов-индикаторов тех или иных процессов рудообразования.

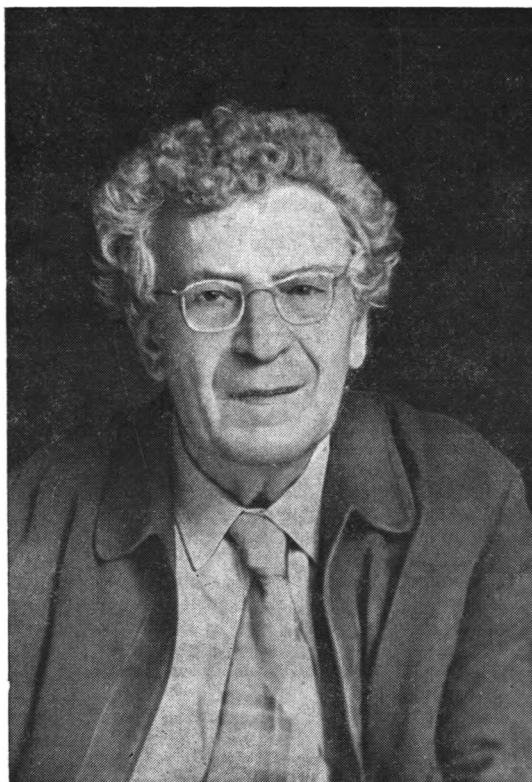
3. Шире внедрять новейшие достижения науки в практику работ производственных организаций, обеспечивая максимальное использование теоретических разработок при прогнозировании и поисках месторождений.

4. Рекомендовать применение единой терминологии в области рудной и теоретической литологии, устраняя тем самым существующие здесь путаницу и разноречие; предложить Междуведомственному литологическому комитету специально рассмотреть вопрос об организации комиссии по унификации и упорядочению терминологии в области стадий осадочного породообразования, процессов рудогенеза и преобразования органического вещества.

5. Рекомендовать секции руд редких и цветных металлов при Междуведомственном литологическом комитете в содружестве с Советом по рудообразованию систематически проводить семинары по обсуждению новейших данных, получаемых при исследовании рудных месторождений в осадочных породах; считать целесообразным проведение следующего семинара в 1985 г. Для его подготовки разослать запросы в Министерство Геологии СССР и институты АН СССР с просьбой высказать пожелания в отношении важнейших проблем в области катагенетического рудогенеза, которые подлежат обсуждению.

ГИН АН СССР,
ВИМС
Москва

Поступила в редакцию
24.V.80.



К СЕМИДЕСЯТИЛЕТИЮ А. Б. РОНОВА

16 декабря 1983 года исполняется 70 лет крупному геохимику, литологу и палеогеографу, заведующему лабораторией геохимии осадочных пород ГЕОХИ АН СССР, члену-корреспонденту АН СССР, профессору Александру Борисовичу Ронову. Начав свою трудовую жизнь рабочим Харьковского электромеханического завода и окончив здесь же фабрично-заводское училище, А. Б. Ронов с интересом знакомится с работой физиков Высоковольтной лаборатории украинского Физико-технического института, куда он был откомандирован заводом в качестве механика. В это же время он пробует свои силы в литературе, публикует очерки и стихи, его принимают в русскую секцию Союза пролетарских писателей Украины.

Однако, выбрав нелегкий путь геолога, А. Б. Ронов сохраняет любовь к литературному творчеству. В 1933 г. он поступает на геологический факультет Харьковского университета, откуда через два года переводится в Ленинградский государственный университет, который оканчивает в 1938 г. по специальности «геохимия». После окончания ЛГУ А. Б. Ронов работает геологом Ленинградского геологического управления, занимается геологической съемкой и изучением процессов метаморфизма и гранитизации в Карелии. В 1939 г. по рекомендации своего учителя акад. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга А. Б. Ронов поступает в аспирантуру Радиевого института АН СССР, в лабораторию В. В. Белоусова.

В годы Великой Отечественной войны А. Б. Ронов участвует в работах по изысканию и изучению нефтяных месторождений «Второго Баку» в составе Волго-Башкирской экспедиции СОПС'а АН СССР. В 1943 г. он защищает кандидатскую диссертацию, после чего ему поручается руководство саратовской газовой экспедицией Главгазтопрома при Совнаркоме СССР, проводившей работы по разведке газовых месторождений в Поволжье и Заволжье. В последующие годы А. Б. Ронов продолжает участвовать в поисковых работах на нефть и газ в составе Азербайджанской нефтяной экспедиции СОПС'а АН СССР, сочетая эти работы с научными исследованиями в области тектоники, литологии и палеогеографии.

В 1944 г. акад. О. Ю. Шмидт приглашает А. Б. Ронova в докторантуру Института теоретической геофизики АН СССР. Здесь он проводит детальное исследование осадконакопления и тектонической истории развития европейской территории СССР, что привело его к созданию объемного метода, получившего широкую известность и заложившего основу системы количественных методов. В последующие годы под его руководством и при непосредственном участии были проведены комплексные исследования истории осадконакопления в пределах крупных регионов (Русская платформа, Кавказ, Урал и др.). Эти работы продолжаются и в настоящее время в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР, где А. Б. Ронов работает с 1950 г., а с 1954 г. возглавляет созданную им лабораторию геохимии осадочных пород.

Проводимые здесь исследования опираются на огромный фактический материал по литологии, минералогии и химическому составу осадочных пород разного возраста и генезиса. Геологической основой геохимических расчетов явилась серия литолого-палеогеографических карт крупных регионов: Русской платформы, ее геосинклинального обрамления и, наконец, территории всего Советского Союза, которые были изданы в виде трех Атласов (1953, 1961—1962, 1967—1969 гг.), одним из инициаторов, руководителей и непосредственных авторов которых явился А. Б. Ронов.

Эти работы проводились огромным коллективом советских геологов при участии специалистов из социалистических стран. Один из Атласов — Атлас СССР был назван американскими специалистами «советским стратиграфическим спутником». Совместно с членом-кор. В. Е. Ханним во главе большого коллектива ученых А. Б. Ронов разработал теоретические основы построения карт литологических формаций мира как для континентального блока Земли, так и, начиная с верхней юры, для Мирового океана. На базе этих карт составлен Атлас литолого-палеогеографических карт мира, первый том которого выходит в 1984 г.

Эти сводки большого фактического материала послужили основой для глобальных геохимических и палеоклиматических построений А. Б. Ронova с сотрудниками.

Широко известная дискуссия А. Б. Ронova с акад. Н. М. Страховым привела к более четкой формулировке и обоснованию некоторых принципов количественного подхода к исследованию осадочного процесса, т. е. к усилению и развитию количественных методов энтузиастом внедрения которых в геологические науки является А. Б. Ронов.

Совместно с акад. А. П. Виноградовым, а затем со своими сотрудниками и учениками А. Б. Роновым были выполнены фундаментальные исследования по эволюции химического состава основных типов осадочных пород в ходе геологической истории, по химическому строению оболочек земной коры, по сравнительному исследованию истории геохимических процессов в пределах платформ и геосинклиналей, по эволюции вулканизма на континентах и в океанах, по истории формирования состава газов атмосферы и вод океана. Эти работы оказали существенное влияние на развитие геохимической науки в СССР и за рубежом.

Новаторскими явились многие исследования А. Б. Ронova и его школы по геохимии ряда отдельных элементов в осадочном процессе (марганца, фосфора, углерода, элементов-гидролизатов, радиоактивных и редкоземельных элементов, лития и др.), по геохимии стабильных изотопов углерода, серы, кислорода.

Эти разносторонние разработки привели А. Б. Ронova к определенной концепции геохимической эволюции наружных оболочек Земли, в которой различные факторы: тектонический, палеогеографический, глубинный вулканизм и, наконец, жизнь — оказались причинно связанными, формируя сложную динамическую систему биосферы Земли. Тем самым концепция А. Б. Ронova развивает и насыщает большим и важным эмпирическим материалом учение В. И. Вернадского о биосфере.

Работы А. Б. Ронova и его школы, его идеи и методические подходы, фундаментальные фактические данные широко известны и ценятся во всем мире. Многие работы А. Б. Ронova переведены на иностранные языки.

А. Б. Ронов ведет большую научно-организационную работу. Он член ряда ученых и научных советов, редколлегии научных журналов, организатор многих Всесоюзных и международных конференций и совещаний. Он награжден орденами Трудового Красного Знамени, «Знак Почета» и медалями.

Коллеги, ученики и друзья Александра Борисовича рады высказать ему свое теплое отношение и огромное уважение. Нас поражает научная смелость, исключительная целеустремленность и огромная работоспособность, которые позволили ему наряду с выполнением многих практически важных работ последовательно развивать концепции глобальной геохимии.

Мы с огромным удовольствием поздравляем Александра Борисовича с юбилеем, желаем ему здоровья, сил, сохранения энтузиазма и с нетерпением ждем новых научных идей и выдающихся теоретических обобщений.

Редколлегия

Межведомственный
литологический комитет

✽

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1983 ГОД

Айбулатов Н. А., Серова В. В. О приконтинентальном седиментогенезе в областях крупных конусов выноса (фенов)	№ 6
Аишхмин А. А., Кузнецов С. В., Шмаринович Е. М. О сохранности и концентрации уранового оруденения в корях выветривания	№ 4
Баланчивадзе С. Г. Фациальные особенности торфообразования в Ткибули-Шаорском месторождении в юрское время	№ 4
Блажчишин А. И., Ратеев М. А., Хеиров М. Б. Провинции глинистых минералов и факторы их формирующие в современных осадках Гданьского бассейна	№ 4
Бойко В. С., Ясколко Т. И. Ультрамикроструктуры фосфатных компонентов и среднеэоценовых зернистых фосфоритов Центральных Кызылкумов	№ 3
Бойко Н. И., Пушкарский Е. М. Литолого-фациальные особенности и условия образования норийских отложений в Западном Предкавказье	№ 5
Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А. Металлоносные осадки глубоководных впадин Красного моря (геохимические особенности и характер распределения рудного рещества)	№ 3
Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Ципурский С. И. Новые данные об аутигенных слоистых силикатах в металлоносных осадках впадины Атлантик-II (Красное море)	№ 5
Волкова И. Б. Об изменении соотношений гумусового и сапропелевого типов органического вещества в осадочных толщах фанерозоя	№ 1
Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н. Соединения серы в осадках Готландской впадины (Балтийское море)	№ 6
Голева Р. В., Успенский В. А. Типы органического вещества и их роль в формировании стратиформных урановых руд	№ 2
Гордеев В. В., Чудаева В. А., Шулькин В. М. Поведение Fe, Mn, Cu и Zn в устьевых зонах двух малых рек Восточного Сихотэ-Алиня	№ 2
Горяинов П. М. О геодинамических необычных обстановках осадочного породо- и рудообразования в связи с проявлением тектоно-кессонного эффекта	№ 5
Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Ключина М. Л., Наседкина В. А. Формация базальных горизонтов уральд севера Урала и их рудоносность	№ 1
Дриц В. А., Слонимская М. В., Степанов С. С., Юркова Р. М., Дайняк Б. А. О роли восстановленных флюидов в процессах серпентинизации ультрабазитов	№ 5
Елисеев В. И. О происхождении некоторых докембрийских золото-урановых месторождений	№ 4
Жабина Н. Н., Демидова Т. П., Волков И. И. Соединения серы в осадках Перуанского апвеллинга	№ 1
Жмур С. И., Емец Т. П., Барташевич О. В., Корнилина В. Е., Ермакова В. И. Сланценозные горизонты Волжского бассейна	№ 4
Касимов Н. С., Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П., Туркина Т. В. Мiocеновые ископаемые почвы Казахстана	№ 2
Кизильштейн Л. Я., Шпицглюз А. Л. Новый метод палеоанатомических исследований растений-углеобразователей	№ 1
Колесников Г. П., Бутылин В. П., Мишин В. И., Филиппов Н. Б. Стратиграфия продуктивной свиты Печенгского рудного поля (Кольский полуостров)	№ 5
Колий В. Д. Вулканизм и железнакопление в нижнем протерозое Волинского геоблока (Украинский щит)	№ 4
Кореневский С. М., Протопопов А. Л., Шапорев А. А. Залежи каннитовой породы в цехштейне Прибалтики	№ 1
Крашенинников Г. Ф. Понятие «фация» и методические вопросы фациального анализа	№ 5
Кропачева С. К., Пономарев В. Е. К вопросу о природе сероносных карбонатов	№ 4
Левин Л. Э., Вирта А. И. Некоторые особенности строения осадочного чехла в Мировом океане	№ 2
Лейпциг А. В., Вильшанский В. Н., Савельева З. И., Воробьева Э. С. Эпигенетическая гибситизация бокситов в месторождениях Аркалыкского района	№ 2
Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение I. Общие закономерности, глобальные уровни и пояса	№ 6
Лсгвиненко Н. В., Попова Е. А. Клиноптилолит из юрских и нижнемеловых отложений Северной Атлантики	№ 3
Мамедов В. И., Бронево В. А., Макстенок И. О., Иванов В. А., Покровский В. В. Режим грунтовых вод — основной контролирующий фактор минералого-геохимической зональности кор выветривания на Либериюском щите	№ 1
Масляев Г. А., Котельников Д. Д., Лазарева В. М., Тер-Григорьянц Л. С., Туртыгина А. С. Палеоструктура и глинистые минералы палеоэоценовых отложений Предкавказья	№ 3

<i>Иедумов Р. И.</i> О литолого-геохимических особенностях среднего миоцена Центрального Предкавказья	№ 3
<i>Осовецкий Б. М.</i> Процессы накопления тяжелых минералов в крупнообломочном аллювии	№ 4
<i>Павлидис Ю. А., Ионин А. С., Медведев В. С.</i> Лавинная седиментация в Чукотском море	№ 6
✓ <i>Павлов Н. Ф., Лаптухов А. В.</i> К вопросу о генезисе аутигенного кварца в ископаемых солях Припятского прогиба	№ 1
<i>Полянский Б. В.</i> Палеогеография времени накопления триасово-юрских угленосных формаций Кавказско-Памирской зоны Средиземноморского пояса	№ 3
<i>Пустельников О. С.</i> Закономерности современной седиментации и особенности распределения химических элементов (в том числе полютантов) в бассейне Куршского залива	№ 6
<i>Рогов В. С., Галицкая Э. И.</i> О генезисе и возрасте Кайрактинского проявления марганца в Центральном Казахстане	№ 1
<i>Розанов А. Г., Морозов А. А.</i> О диагенетических сульфидах железа в морских осадках	№ 5
<i>Ронов А. Б., Казаков Г. А.</i> Закономерности позднепротерозойской седиментации на Русской платформе	№ 6
<i>Садоян А. А.</i> Особенности образования флишевой формации датского яруса — эоцена Армянской ССР и сопредельных районов	№ 2
<i>Самаркин В. А., Бондарь В. А., Матросов А. Г., Ривкина Е. М.</i> Условия образования сероносных пород купола Безымянного (Саратовская область)	№ 1
<i>Седлецкий В. И., Шведов В. Н., Байков А. А.</i> О поисковых признаках проявлений серы в карбонато-сульфатных отложениях	№ 3
<i>Скорнякова Н. С., Курносое В. В., Мухина В. В., Кругликова С. Б., Рудакова Л. Н., Ушакова М. Г.</i> Литолого-стратиграфическое расчленение и минеральный состав осадков радиолариевого пояса (полигон ст. 1936)	№ 1
<i>Скорнякова Н. С., Ванштейн Б. Г.</i> Железомарганцевые конкреции Индийского океана (результаты статистической обработки данных)	№ 2
<i>Скорнякова Н. С.</i> Региональные вариации состава железомарганцевых конкреций Индийского океана	№ 4
<i>Тимофеев П. П., Шербаков А. В., Ильин В. А.</i> Энергетика седиментогенеза Мирового океана	№ 4
<i>Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Хворова И. В.</i> Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах	№ 5
<i>Тимофеев П. П., Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П., Корсун В. И.</i> Закономерности распределения элементов семейства железа в карбонатных породах (на примере мезозойских отложений Гиссарского хребта)	№ 6
<i>Тримонис Э. С., Бурлин Ю. К.</i> О приконтинентальном седиментогенезе в областях крупных конусов выноса (фенов)	№ 6
<i>Файзуллина Е. М.</i> Природные битумы разных генетических классов по данным ИК-спектроскопии	№ 2
<i>Хворова И. В., Серова В. В., Горбунова З. Н.</i> Влияние речных выносов на глубоководное осадконакопление (на примере Центральной котловины Индийского океана)	№ 3
<i>Чухров Ф. В., Штеренберг Л. Е., Горшков А. И., Дриц В. А., Сивцов А. В., Сахаров Б. А., Александрова В. А., Рудницкая Е. С.</i> О природе 10 Å марганцевого минерала Fe—Mn океанических конкреций	№ 3
<i>Шарков А. А.</i> Закономерности распределения стронция в девонских бокситоносных формациях Урала	№ 1
<i>Штеренберг Л. Е., Александрова В. А., Божевольнова Н. А., Волченкова В. А., Жигальцова З. В., Черкасова Е. А.</i> Моногидрокарбонат ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) в осадках озер Майбалык и Текеколь (заповедник Боровое, Северный Казахстан)	№ 1
<i>Шур В. И., Патык-Кара Н. Г.</i> Минеральные ассоциации кайнозойских отложений оловорудных районов восточной Якутии	№ 5
<i>Шутов В. Д., Дриц В. А., Кац М. Я., Соколова А. Л.</i> Модель образования глобулярного глауконита во флишевой формации	№ 1
<i>Юдин Н. И., Плотникова Л. Я.</i> О геохимической наследственности осадочно-метаморфических фосфатоносных отложений	№ 2

Краткие сообщения

<i>Анатольева А. И.</i> Главные типы докембрийских континентальных ландшафтов	№ 3
<i>Антоненко Л. А., Калмыков Б. А.</i> Распространение литологических типов бокситоносных отложений ЮУБРА	№ 1
<i>Анфимов Л. В., Козлов В. И., Ротарь А. Ф., Наумова В. М.</i> Зрелость обломочных зерен кварца из песчаников базальных свит рифейских серий Южного Урала	№ 5
<i>Бронева В. А.</i> Особенности формирования латеритных покровов на складчатом субстрате	№ 1
<i>Дерюгин Ю. Н.</i> Первичные условия формирования одного из типов железистых кварцитов Алданского щита	№ 2
<i>Дунаев В. А.</i> Закономерности размещения сидеритов в Байкальском районе (Южный Урал)	№ 4
<i>Краснов А. А., Мамчур Г. П., Шабо З. В., Калиш В. П.</i> Изотопный состав углерода фосфоритоносных отложений Малого Каратау	№ 2

Рожков Г. Ф., Кузьмин А. В., Грушко А. О. Реликтовый характер донных осадков Кольского залива и подъем эвстатического уровня Мирового океана	№ 2
Рыбалко С. И. Акцессорные алмазы в современных аккумулятивных телах побережья Черного и Азовского морей	№ 5
Файер М. М., Шувалова Т. А., Сливкова Р. П. Формирование позднепермских цеолитсодержащих отложений Притиманья	№ 5

Методика

Бессонов О. А. Метод расчета скорости водной эрозии пород континентов	№ 4
Зильберштейн А. Х., Кашик Д. С., Ромм Г. М. Метод количественной оценки формы песчаных зерен	№ 4
Развозжаева Э. А. Метод фракционирования нерастворимого органического вещества осадочно-метаморфических пород	№ 3
Салынь А. Л., Дриц В. А. Повышение точности измерения межплоскостных постоянных рефлексов на дифрактограммах глинистых минералов	№ 3
Холодкевич И. В., Худоложкин В. О., Чудаев О. В., Пуцаровский Д. Ю. Опыт использования рентгенографии в морских экспедиционных условиях	№ 5

Хроника

Белов А. Н., Сералин Р. С. Исследования в области экзогенной геологии докембрия (о V Всесоюзном совещании «Литология и осадочная геология докембрия»)	№ 1
Вертунов Л. Н. Десятая научная сессия по литологии и геохимии Средней Азии	№ 5
Ильин А. В., Янишин А. Л. Пятая международная конференция по фосфоритам	№ 3
Коссовская А. Г. II Всесоюзный семинар «Минеральные преобразования океанической коры»	№ 2
Левитан М. А. V Всесоюзная школа морской геологии	№ 2
Тимофеев П. П., Акрамходжаев А. М., Бурлин Ю. К., Киришин А. В., Назаревич И. А., Неручев С. Г., Романкевич Е. А. VII Всесоюзный семинар «Органическое вещество в современных и ископаемых осадках»	№ 5
Холодов В. Н., Шмариович Е. М., Недумов Р. И. Семинар «Условия образования редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений»	№ 6

Критика и дискуссии

Тимофеев П. П., Шербаков А. В. Литогенез, подземные воды и нефтегазообразование (о книге А. В. Кудельского и В. М. Бурака «Газовый режим Припятского прогиба»)	№ 5
Андрей Карпович Гладковский (К восьмидесятилетию со дня рождения)	№ 1
А. П. Лисицын (К 60-летию со дня рождения)	№ 5
А. Б. Ронов (К 70-летию со дня рождения)	№ 6
Андрей Сергеевич Соколов	№ 4
<u>Анатольева Анна Ивановна</u>	№ 2
<u>Владимир Иванович Данчев</u>	№ 3
Совещания и семинары	№ 3

Авторский указатель за 1983 год	№ 6
---------------------------------	-----

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),
СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А.,
ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора),
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G.,
KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor),
SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P.,
KHOVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. Компанеец

ОПЕЧАТКИ

При публикации статьи П. П. Тимофеева, В. Н. Холодова и И. В. Хворовой «Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах» в текст вкрались опечатки.

Напечатано:

Стр. 4, 1 абзац ... а III слой отвечает мантии и в верхней части сложен преимущественно габбро...
Стр. 4, 4 абзац ... она выделялась не на основании объективных геофизических данных, а путем довольно произвольных экстраполяций и реконструкций.

Следует читать:

...а III слой в верхней своей части сложен преимущественно габброидами...
...она выделялась не на основании геофизических данных, как это делается в современных океанах, а путем геологических реконструкций.

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 03.10.83	Подписано к печати 29.11.83	T-10088	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отт. 13,6 тыс.	Уч.-изд. л. 14,5
	Тираж 1060 экз.	Зак. 4725	Бум. л. 4,5

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70493