

КОНТРОЛЬНЫЙ Э. Э.

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1972

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

4

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

 № 4, 1972 г.
ИЮЛЬ — АВГУСТ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Лисицына, О. А. Дворецкая. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана	3
А. Г. Розанов, В. С. Соколов, И. И. Волков. Формы железа и марганца в осадках северо-западной части Тихого океана	26
М. А. Глаголева. Закономерности изменения химического состава железомарганцевых конкреций в осадках северо-западной части Тихого океана	40
И. И. Волков, А. Г. Розанов, Н. Н. Жабина, Т. А. Ягодинская. Сера в тихоокеанских осадках к востоку от Японии	50
Н. М. Страхов. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана	65
М. А. Ратеев, Б. П. Градусов, М. Н. Ильинская. Глинообразование при постмагматических изменениях андезито-базальтов силура Южного Урала	93
И. И. Тучков. Палеогеографические особенности седиментации пограничных толщ перми и триаса Якутии	110
Н. В. Логвиненко, М. Г. Бергер. Некоторые вопросы литологической терминологии и номенклатуры	124

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Д. А. Минеев. О повышенной иттриеносности осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых	129
А. Д. Петровский. Определение кровли и подошвы в пластах геосинклинальных силицитов	133
Н. А. Балынский. Кластические дайки Донбасса и отличие их от кластических инъекций других угольных месторождений	136
А. М. Лаптева. О находках пробковых тканей в углях среднего карбона Донбасса	141
Б. С. Щуркин. Связь битумопроявлений с гидротермальной минерализацией на Мангышлаке	144

МЕТОДИКА

В. И. Гречин. О методах изучения катагенетического преобразования кремнистых пород (на примере миоцена Камчатки и Сахалина)	147
---	-----

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

А. В. Лапо. Вопросы генезиса угля в монографии Л. Ш. Давиташвили «Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием органического мира»	152
--	-----

ХРОНИКА

П. П. Тимофеев, Л. М. Сибиркина. IV Всесоюзное угольное геологическое совещание «Угленосные формации и их генезис»	155
О развитии промышленности минеральных ресурсов в СССР за 1971 год	158

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 4, 1972
JULY — AUGUST

CONTENTS

N. A. Lisitzina, O. A. Dvoretzkaia. Lithological profile across the north-western basin of the Pacific Ocean	3
A. G. Rozanov, V. S. Sokolov, I. I. Volkov. Forms of iron and manganese in the sediments of the North-West Pacific	26
M. A. Glagoleva. Alteration regularities in the chemical composition of iron-manganese concretions in the sediments of the North-West Pacific	40
I. I. Volkov, A. G. Rozanov, N. N. Zhabina, T. A. Yagodinskaia. Sulfur in the Pacific Ocean sediments east of Japan	50
N. M. Strakhov. Balance of reduction processes in the sediments of the Pacific Ocean	65
M. A. Rateev, B. P. Gradusov, M. N. Il'inskaiia. Clay formation in post-magmatic alterations of Silurian andesite-basalts of Southern Urals	93
I. I. Tuchkov. Paleogeographic sedimentation features in the Permian/Triassic boundary strata of Yakutia	110
N. V. Logvinenko, M. G. Berger. Some problems of lithological terminology and nomenclature	124

SHORT NOTES

D. A. Mineev. On a higher yttrium content of sedimentary rocks and of associated minerals	129
A. D. Petrovsky. Roof and floor determination in the seams of geosynclinal silicites	133
N. A. Balynsky. Clastic dikes of Donetz Basin and their difference from clastic injections in other coal deposits	136
A. M. Lapteva. On the finds of cork in Middle Carboniferous coals of Donetz Basin	141
B. S. Schurkin. Relations between bitumen shows and hydrothermal mineralization on Mangyshlak	144

METHODS OF RESEARCH

V. I. Grechin. On the methods of studying katagenetic transformations in siliceous rocks (as exemplified by the Miocene of Kamchatka and Sakhalin)	147
--	-----

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

A. V. Lapo. Problems of coal genesis in a monograph of L. Sh. Davitashvili «The evolution of accumulation conditions of fuels as related to the development of the organic world»	152
---	-----

CHRONICLE

P. P. Timofeev, L. M. Sibirskina. IV All-Union geological coal conference «Coal Measures and Their Genesis»	155
On the development of the mineral resources industry in the USSR in 1971	158

УДК 551.35 : 552.5 (265)

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ЧЕРЕЗ СЕВЕРО-ЗАПАДНУЮ КОТЛОВИНУ ТИХОГО ОКЕАНА

Н. А. ЛИСИЦЫНА, О. А. ДВОРЕЦКАЯ

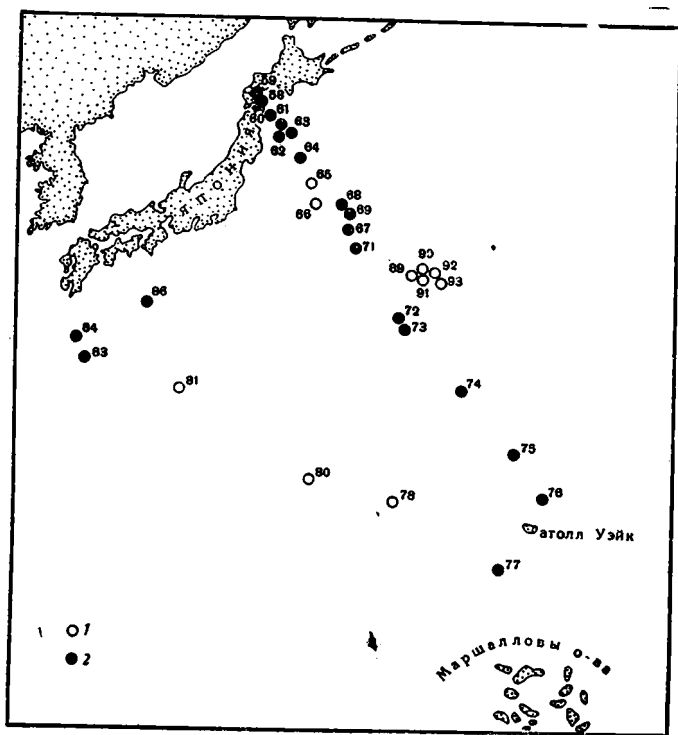
Детальное изучение вещественного состава донных осадков по профилю через Северо-Западную котловину Тихого океана позволило выделить и описать четыре литолого-фациальных типа отложений. Выделенные типы осадков образуют генетический ряд, отражающий смену условий осадконакопления от берега к центральным областям океана. Установлены постепенный переход по простираанию пелагических глин с пепловым материалом в цеолитсодержащие пелагические глины, а также сходные формы нахождения пепловых частиц и цеолитов. В совокупности с другими данными это позволяет утверждать, что цеолиты образовались за счет диагенетических преобразований риолитового стекла. Показаны закономерные изменения содержаний CaCO_3 , SiO_2 аморфн, Fe и Mn от берега к пелагиали.

Выяснение закономерностей распределения химических элементов в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана потребовало детального изучения их вещественного состава¹. Минералогический и гранулометрический состав отложений поверхностного слоя, распределение в нем глинистых минералов, вещественно-генетические типы осадков, а также условия их образования описаны ранее в работах П. Л. Безрукова, А. П. Лисицына, В. П. Петелина, З. Н. Горбуновой, Н. С. Скорняковой, И. О. Мурдмаа и др. Основные результаты этих работ сведены в монографии «Тихий океан» (1970). В несоизмеримо меньшей степени исследованы, однако, донные отложения по вертикали (Романкевич и др., 1966; Романкевич, 1968 и др.).

Нами было проведено литологическое изучение толщи осадков, вскрытых колонками по профилю общей протяженностью более 4000 км, пройденному во время 46-го рейса «Витязя» от о. Хоккайдо почти до Маршалловых островов (фиг. 1, 2, 3). Координаты станций даны на профиле фиг. 4. Полевое описание выполнено Г. Ю. Бутузовой.

Профиль пересекает узкую полосу шельфа и островного склона шириной примерно 300 км с глубинами дна 200—1500 м (фиг. 4). Островной склон обрывается в сторону Японского желоба, глубина которого в месте пересечения профилем достигает 8000 м при ширине около 200 км. Восточный склон переходит в расчлененную холмистую равнину океанического дна Северо-Западной котловины с абсолютными отметками

¹ Публикуемые в настоящем номере журнала статьи, посвященные геохимии северо-западной части Тихого океана, представляют собой первую часть совместной работы Лаборатории геохимии осадочных пород Геологического института АН СССР, руководимой Н. М. Страховым, и Кабинета геохимии диагенеза Института океанологии, руководимого И. И. Волковым. Общей проблемой, разрабатываемой совместно этими коллективами, является геохимия осадкообразования в современных водоемах. Вторая часть исследований, посвященная распределению в осадках Fe, Mn, P, гидролизатов, редких земель, а также V, Cr, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Mo, W, As, Se будет опубликована в дальнейшем.



Фиг. 1. Местоположение литологического профиля через Северо-Западную котловину Тихого океана
Расположение станций: 1 — дночерпательные пробы; 2 — колонки донных осадков

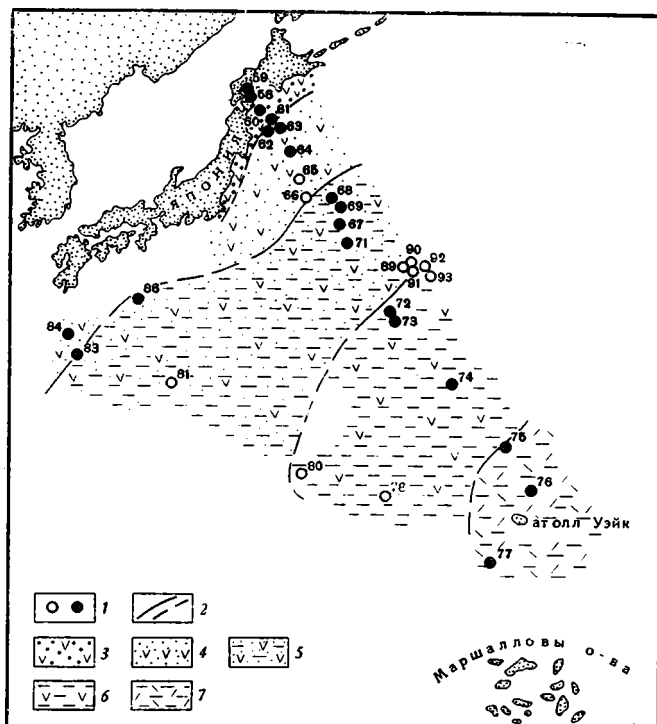
5500—более 6000 м. В южном обрамлении котловины поверхность дна осложнена изолированными подводными горами гряды Маркус-Неккер. Северная часть профиля находится в умеренной гумидной зоне, южная — в тропической. Мощность толщи осадков, вскрытых трубкой большого диаметра, реже прямоточной, в разных разрезах 2—8,6 м.

В лаборатории осадки в целом были изучены в прозрачных шлифах и проанализированы химически. Кроме того, после разделения на фракции было проведено изучение состава и соотношений минеральных зерен и отдельных элементов в осадке, а также состава глинистых минералов. В лабораториях Геологического института АН СССР выполнены анализы: механический (160 образцов), химический (более 350 образцов), рентгеноструктурный и термический (более 60 образцов).

В настоящей статье кратко излагаются итоги проведенного литологического исследования. Имея в виду дальнейшее геохимическое изучение донных осадков, мы попытались выделить и описать все литолого-фациальные их типы, последовательно сменяющие друг друга в направлении от берега к центральным областям океана. Подобный фациальный анализ недавно выполнен Н. С. Скорняковой и И. О. Мурдмаа (1968) для глубоководных глин пелагических областей, известных в литературе под названием «глубоководные красные глины».

Н. С. Скорнякова и И. О. Мурдмаа предлагают для них новое название — «глубоководные пелагические глины». На основании данных литологии и по условиям формирования этих осадков авторы расчленяют их на три литолого-фациальных типа: 1) глубоководные пелагические глины переходного типа; 2) эпипелагические глины; 3) цеолитовые глины.

Литологическое изучение осадков по профилю через Северо-Западную котловину Тихого океана позволяет выделить ряд литолого-фациаль-



Фиг. 2. Схема распространения разных литолого-фациальных типов осадков

1 — станции 46-го рейса «Витязя» (см. фиг. 1); 2 — границы распространения литолого-фациальных типов осадков. Литолого-фациальные типы осадков: 3 — прибрежные вулканотерригенные; 4 — гемипелагические кремнисто-глинистые; 5 — глубоководные пелагические глины переходного типа; пелагические (красные) глины: 6 — с рассеянным вулканическим пеплом, 7 — с цеолитами

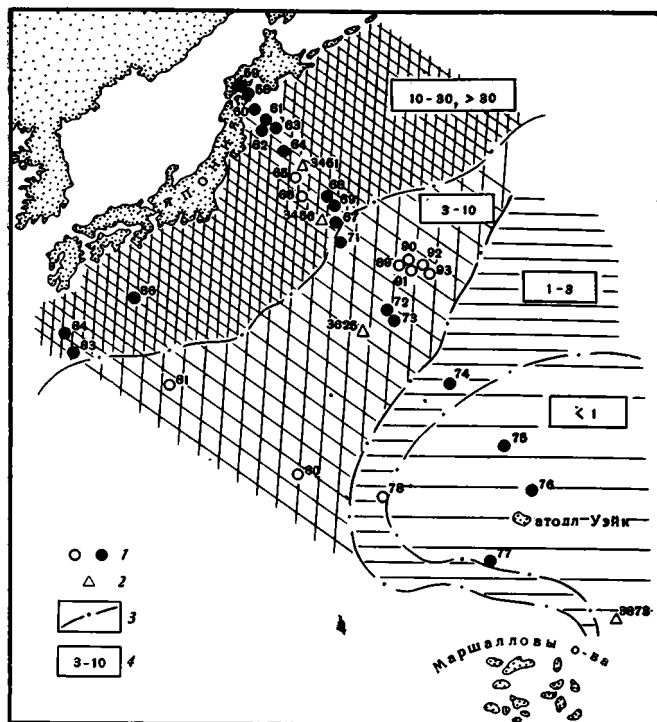
ных типов донных отложений, формирующихся на широких площадях океанического дна от прибрежных до центральных пелагических областей.

I. Вулкано-терригенные осадки приматериковой зоны, состав которых складывается в основном из трех компонентов: обломков и минералов основных эффузивов и других пород островной дуги, пеплового материала, а также кремнистых и карбонатных организмов. Количество обломков ($>0,01$ мм) достигает местами 78—80%, кремнистых микроорганизмов — 30% осадка.

II. Гемипелагические кремнисто-глинистые илы, местами слабокарбонатные. Количество песчано-алевритового материала в них сокращается до 6—13%, он концентрируется в отдельных алевритовых прослоях. Относительно увеличивается роль пелитовой фракции, которая составляет до 94% осадка, а также кремнистых микроорганизмов. Появляются прослой чистого вулканического пепла.

III. Пелагические глины переходного типа, содержащие более 80% пелитовой фракции. В колонках обычно присутствуют 1—3 четких прослоя кислого вулканического пепла. Примесь обломков пород суши в глинах составляет не более 4—10%, невелико и количество кремнистых микроорганизмов (2—5%).

IV. Пелагические (красные) глины, сложенные наиболее тонким материалом и состоящие на 92—99% из пелитовой фракции. Обломочные зерна представлены частицами пепла, рассеянными в глинистой



Фиг. 3. Области разных скоростей осадконакопления 1 — станции 46-го рейса «Витязя» (см. фиг. 1); 2 — колонки донных осадков, по литературным данным; 3 — границы разных скоростей осадконакопления (по А. П. Лисицыну, 1971); 4 — средние скорости осадконакопления, мм/тыс. лет

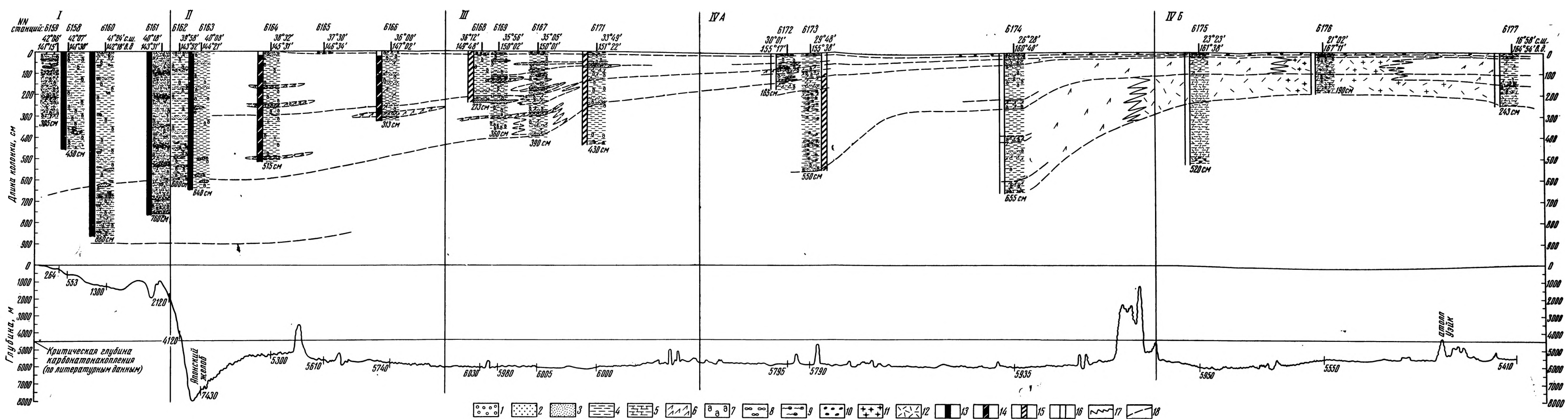
массе. По мере уменьшения скоростей осадконакопления они разлагаются с образованием аутигенных цеолитов. Среди пелагических глин выделяются, таким образом, пелагические глины с примесью вулканического пепла (фиг. 2, 4) и пелагические глины с цеолитами.

В описании пелагических осадков мы придерживаемся литолого-фациальных типов, ранее выделенных Н. С. Скорняковой и И. О. Мурдмаа (1968), исключая цеолитовые глины, выделение которых в самостоятельный тип в нашем профиле не обосновано.

В работе не затрагиваются факты, определяющие условия осадконакопления, поскольку они детально рассмотрены в монографии «Тихий океан» (1970).

Прибрежные вулкано-терригенные осадки (станции 6159—6161). В узкой полосе шельфа и островного склона, отделяющей Японские острова от глубоководного желоба, распространены наиболее грубые осадки, представляющие собой продукты размыва вулканогенных и осадочных пород островных дуг с примесью пирокластического материала. Для них характерны изменения по простиранию на коротких расстояниях, обусловленные влиянием рельефа дна и течениями (фиг. 4). Осадки восстановленные, значения E_h по полевым замерам колеблются от —323 до —7 мв.

В разрезе на ближайшей к берегу станции 6159 на глубине 264 м выделяются три пачки слабо сортированного материала, близкие по составу и строению. Мощность каждой пачки порядка 100 см. Они состоят из песчаного и алевритового ила зеленовато-серого цвета, с примесью галек пемзы и вулканических пород, песчано-галечных прослоев и линз



Фиг. 4. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана. Литолого-фациальные типы осадков, как на фиг. 2 (I — 3; II — 4; III — 5; IVA — 6; IVB — 7).

1 — галька; 2 — песчано-алевритовый ил; 3 — алеврито-глинистый ил; 4 — глинистый ил; 5 — слабоизвестковый глинистый ил; 6 — вулканический пепел; 7 — кремнистые организмы; 8 — фораминиферы; 9 — водоросли; 10 — Fe—Mn конкреции; 11 — Fe—Mn микроконкреции; 12 — цеолиты; 13 — восстановленные осадки; 14 — частично восстановленные осадки; 15 — частично окисленные осадки; 16 — окисленные осадки; 17 — перерывы в осадконакоплении; 18 — приблизительные границы разновозрастных осадков.

несортированного песка. Содержание песчаной фракции в них 50—75%. Соотношение зерен примерно такое, %: плагиоклаз—40—60, пироксен—14—20, магнетит—1,5—2, пемза—12—45, порфирит—1,5—6, карбонат—менее 1, кварц—до 1. Зерна свежие, практически неизменные, что является характерной особенностью прибрежных осадков. Вмещающий глинистый ил содержит примесь измельченного материала обломков. Кремнистые микроорганизмы (диатомовые, радиолярии) составляют 1—3%, присутствуют крупные раковины пелеципод и гастропод. В толще осадка наблюдаются следы размыва и перерывов в осадконакоплении. Один из них отмечен в основании верхней пачки мощностью 108 см. Здесь осадок на 70—75% состоит из окатанных обломков вулканических пород основного состава и отдельных минеральных зерен. Граница с подстилающим песчаным илом неровная. Другой перерыв наблюдается на глубине 200—208 см. Песчано-галечные и песчаные осадки граничат с подстилающим глинистым илом и образуют в нем карманы и линзообразные включения. В нижней пачке разреза местами отмечена косая слоистость.

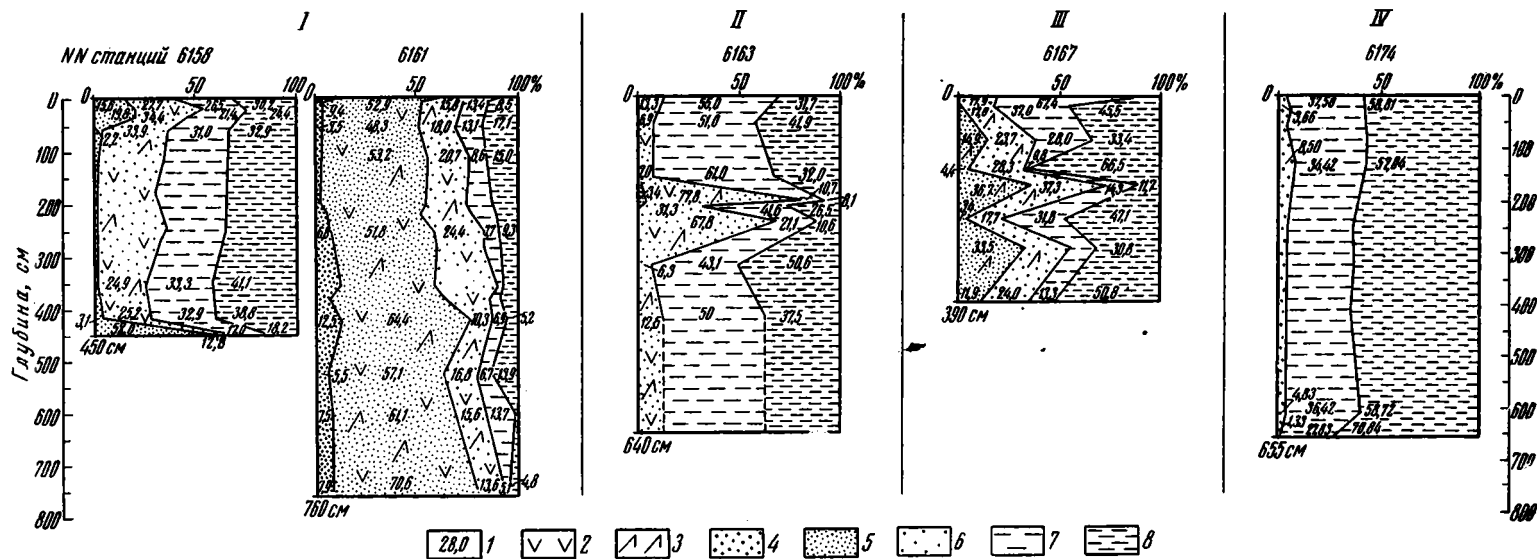
Восстановленный осадок имеет зеленовато-серую окраску, с глубины 90 см по всему разрезу наблюдается микровкрапленность сульфидов.

Из аутигенных минералов в осадках встречены зерна глауконита и чешуйки хлорита, развивающиеся по зернам терригенных минералов и глинистому цементу.

В понижениях рельефа поверхности островного склона (станции 6158, 6160) осадки более тонкие. Содержание пелитовой фракции в колонке станции 6158 составляет 65—75% и только в отдельных пачках падает до 35% (фиг. 5).

Однообразная толща зеленовато-серого глинистого и кремнисто-глинистого ила содержит здесь редкие гальки пемзы и вулканических пород, а также тонкие прослойки песчаного материала. Состав зерен тот же, что и в ранее описанном разрезе. Примесь кремнистых микроорганизмов увеличивается до 10—20%, присутствуют раковины фораминифер (5—10%), тонкосторчатые глубоководные пелециподы. Отдельные прослои обогащены карбонатным материалом (до 15% CaCO_3). По данным рентгеноструктурного анализа, вмещающий глинистый ил полиминерален и состоит из монтмориллонита, гидрослюда и хлорита. В нижней части разреза установлена также смешаннослойная фаза монтмориллонит—гидрослюда (фиг. 6). По всей толще осадка, кроме верхних 40—50 см, присутствует вкрапленность сульфидов.

Еще дальше от берега осадок снова грубеет. В разрезе станции 6161 на крутом склоне поднятия, обращенном в сторону Японского желоба (фиг. 2), в толще мощностью 760 см содержание пелитовой фракции по всему разрезу составляет 8—30% (фиг. 5), алевритовой—13,5—24,5%, песчаной—48—71%, более крупных обломков—3,5—12,5%. Характерной ее особенностью является градационная слоистость. Выделяются по крайней мере 7 пачек мощностью 80—140 см. Каждая пачка залегает с размывом на нижележащих осадках и имеет в основании прослой песчано-галечного материала, в котором преобладают обломки пемзы. Пемза и вулканические породы основного состава слагают 20—25% песчаных зерен. Присутствуют обломки кристаллов плагиоклаза (14%), пироксена (8—9%), магнетита (до 6%). Кварц (окатанные зерна), серицит-кремнистый сланец, радиолярит, иногда биотит составляют 5—6% обломков. Остальные 18—20% приходятся на долю аутигенных зерен—стяжений глауконита (фиг. 7, а, б). Глауконит корродирует зерна разного состава или замещает их целиком, как и участки цемента. Зерна, не подвергшиеся глауконитизации, как правило, свежие. Содержание глауконита в осадках составляет 10—15%. Основная масса кремнисто-глинистая, содержит измельченный материал обломков, а также



Фиг. 5. Гранулометрический состав осадков разных литолого-фациальных типов
 I — прибрежные вулканотерригенные; II — гемипелагические кремнисто-глинистые;
 III — пелагические глины переходного типа; IV — пелагические (красные) глины. 1 —
 содержание фракции, %; 2 — обломки пемзы и вулканических пород берега; 3 — пирокла-
 стика (пепловые частицы); фракции, мм: 4 — >1, 5 — 1—0,1, 6 — 0,1—0,01; 7 —
 0,01—0,001, 8 — <0,001

10—30% кремнистых микроорганизмов. Местами присутствуют остатки фораминифер. Отмечена микровкрапленность сульфидов (2—3,5%).

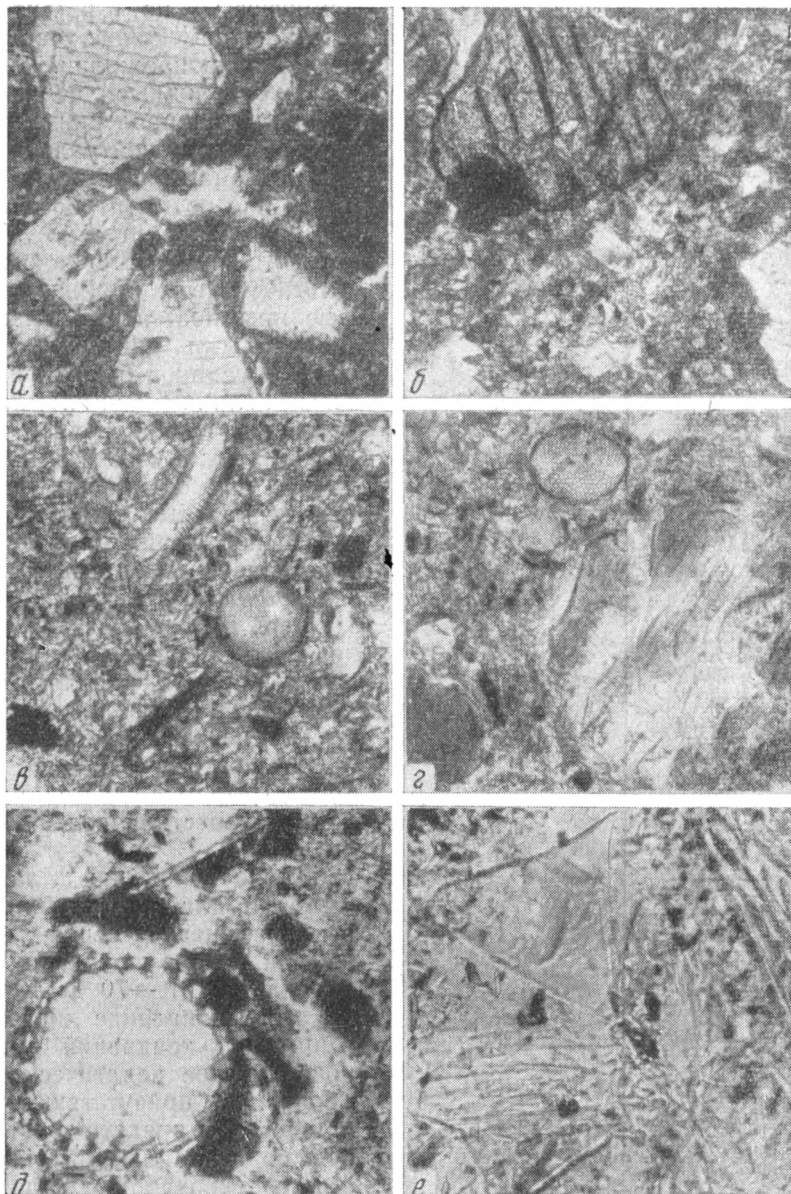
Глинистая фракция осадка полиминеральна и состоит из хлорита, монтмориллонита и гидрослюда. Местами присутствует смешанно-слоистая фаза гидрослюда — монтмориллонит (фиг. 6).

Гемипелагические кремнисто-глинистые осадки (станции 6162—6166). Примерно в 300 км от берегов Японии песчано-алевритовые и песчано-глинистые осадки, содержащие прослои и линзы гравийно-галечного материала, сменяются более тонкими кремнисто-глинистыми илами, в которых примесь обломочных зерен играет резко подчиненную роль. Они покрывают нижнюю часть склонов и дно глубоководного Японского желоба и выходят за его пределы, распространяясь в краевой части равнины дна Северо-Западной котловины. Ширина зоны их распространения в месте пересечения профилем 500—600 км. По положению в океаническом бассейне и вещественному составу мы выделяем эти осадки как гемипелагические кремнисто-глинистые. Осадки серые и зеленовато-серые восстановленные, Eh (—569)—(+160) мв (в верхнем окисленном слое).

На западном склоне желоба (станция 6162, глубина 4120 м) и в нижней части восточного склона (станция 6163, глубина 7430 м) трубками большого диаметра вскрыта однообразная толща кремнисто-глинистого ила с видимой мощностью 600 и 640 см. Верхний окисленный слой толщиной 1—2 см имеет бурую окраску. Ниже ил кремнисто-глинистый, зеленовато-серый, тонкий, однородный, содержит до 20—30% остатков кремнистых микроорганизмов и вкрапленность сульфидов (фиг. 7, в). Примесь обломочного материала незначительна. По всему разрезу присутствуют алевритовые зерна — 6—7%, песчаных зерен 0,5—3,4%. В однородной толще отмечены лишь отдельные тонкие алевритовые прослои. Два прослоя (глубина 195—200 и 230—240 см) встречены в разрезе станции 6163 и два прослоя (85—90 и 188—190 см) в разрезе станции 6162. Состав зерен не отличается от описанных в прибрежных вулканотерригенных осадках. Это продукты размыва береговых пород: обломки породообразующих минералов основной вулканической породы (основной плагиоклаз, пироксен, магнетит), кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, хлорита, кварца, роговой обманки, а также обломки пемзы и пирокластита (частицы вулканического стекла).

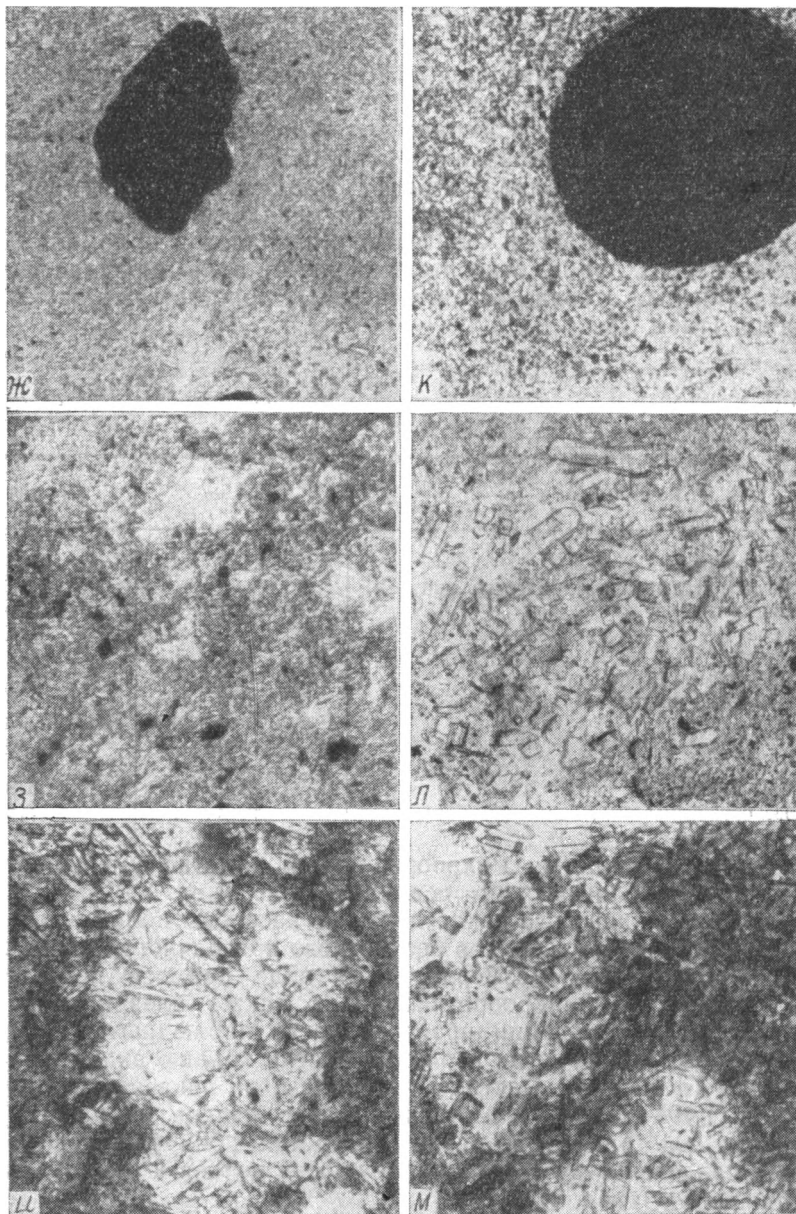
На крутом западном склоне в толще кремнисто-глинистого ила рассеяны гальки пемзы (фиг. 7, г) и пород основного состава. Встречены остатки синезеленых водорослей (определение К. Б. Корде). По данным рентгеновской дифрактометрии, состав глинистого ила тот же, что и в прибрежной зоне (фиг. 6). В самых восточных разрезах (станции 6164, 6166) появляются прослои вулканического пепла мощностью 10—25 см, характерные, как мы увидим далее, для глубоководных пелагических глин. Гемипелагические осадки в рассматриваемом профиле практически бескарбонатны или слабокарбонатны. В прилегающих к нему областях роль карбонатных прослоев в разрезе более значительна. Карбонатные илы часто переслаиваются с глинистыми и глинисто-кремнистыми, образуя кремнисто-карбонатно-глинистую толщу. В некоторых колонках примесь карбонатного материала в виде обломков раковин фораминифер и других организмов присутствует по всему разрезу. Таковы гемипелагические осадки станции 6184 (содержание CaCO_3 в них 0,4—9,7%) и другие.

Аутигенные минералы в гемипелагических осадках те же, что и в вулканотерригенных: глауконит и сульфиды железа. Количество глауконита здесь уменьшается, размер стяжений и псевдоморфоз находится в соответствии с алевритовым размером обломочных зерен, которые он замещает. Сульфиды железа присутствуют примерно в тех же количествах, что подтверждено аналитически. Формы их выделения более



Фиг. 7. Осадки разных литологических типов под микроскопом

Прибрежные вулкано-терригенные осадки: а — глини-основной породы (темные), одно зерно плагиоклаза, частично замещенных зерен (пироксен, плагиоклаз, магнетит), $\times 150$, николь один. Гетомовые водоросли, вкрапленность сульфидов железа, $\times 150$, николь один; том (темное), $\times 150$, николь один. Пелагические глины переход-окислов железа (темное), $\times 150$, николь один; е — пепловый прослой, скоп-лагические (красные) глины с пепловым материалом: николь один; з — глинистый ил с рассеянными частицами пепла, $\times 150$, ни-один. Пелагические (красные) глины с цеолитами: к — один. Пелагические (красные) глины с цеолитами: к — один



сто-песчаный ил, зерна плагиоклаза (светлые) и ожелезненное глауконитом, $\times 150$, николь один, б — алевритистый ил с примесью мипелагические осадки: в — кремнисто-глинистый ил, видны диатомы — тот же осадок, песчаное зерно пемзы, частично замещенное глауконитом, $\times 300$, николь один. Пемза — однородный глинистый ил, видны микроконкреции окислов Мп, $\times 150$, николь один; и — скопление пепловых частиц в глинистом илу, $\times 150$, николь один; м — скопление цеолитов в массе глинистого ила, $\times 150$, николь

обломочных зерен. В разрезе станции 6167 количество субколлоидной фракции 14—66%, пелитовой 26—82%, алевритовых и мелкопесчаных зерен 18—36%. Оно увеличивается до 75% в пепловых прослоях (фиг. 5).

Субколлоидная фракция глин по составу глинистых минералов не отличается от осадков приматериковых областей. Методом рентгеновской дифракции в ней обнаружены гидрослюда, хлорит, монтмориллонит и смешаннослойная фаза гидрослюда — монтмориллонит (фиг. 6). В составе терригенной примеси меняются соотношения минеральных зерен: сокращается количество минералов и обломков береговых вулканических пород, относительно растет роль пирокластического материала (кислые стекла, обломки пемзы), присутствуют зерна золотого кварца (табл. 1).

Таблица 1

Состав (%) песчаной и алевритовой фракций поверхностного слоя осадков станции 6167

Компоненты	>0,1 мм	0,1—0,01 мм
Стекло прозрачное	24,2	27,4
Пемза, иногда с включениями полевого шпата и пироксена	23,4	10,5
Стекло бурое	1,8	2,1
Обломки пород	3,6	26,1
Трудно определяемые зерна	6,2	14,7
Основные полевые шпаты	5,0	4,2
Пироксены	Единичные зерна	Единичные зерна
Магнетит	То же	То же
Кварц	»	»
Гидроокислы железа	3,6	3,2
Кремнистые организмы	36,2	7,4

Количество кремнистых микроорганизмов заметно уменьшается по сравнению с гемипелагическими осадками (фиг. 7, д).

Прослой вулканического пепла почти не засорены обломочным материалом. Они состоят из осколков бесцветного прозрачного стекла мелкопесчаной и алевритовой размерности. В виде примеси присутствуют скелеты кремнистых микроорганизмов, а также алевритовые зерна золотого кварца. В основании прослоев часто наблюдаются скопления обломков пемзы. Морфология пепловых частиц хорошо видна на микрофотографиях (фиг. 7, е). Частицы изотропны, их показатели преломления низкие (1,498—1,506). Химический состав пеплов из разных горизонтов осадочной толщи и в разных разрезах обнаруживает большое сходство и свидетельствует о принадлежности пеплов к риолито-дацитовый группе пород (табл. 2).

Д. Р. Хорн, М. Н. Делах и В. М. Хорн (Horn a. oth., 1969) отмечают широкое распространение вулканических пеплов в северной части Тихого океана. По их наблюдениям, в колонках белые (кислые) пеплы обычно не содержат примеси терригенного материала. Они выпадали из воздушной среды, а не переносились течениями или турбидными потоками. Источниками пеплового материала следует считать вулканы Японии и Курильской гряды, на что указывает и увеличение мощности пепловых прослоев в этом направлении.

Описывая глубоководные пелагические глины переходного типа, необходимо отметить, что на меньших глубинах, выше критической, в областях высокой биологической продуктивности они сменяются карбонатными осадками. Последние покрывают подводные возвышенности в пелагических областях океана и встречаются среди осадков разных литолого-фациальных типов — глин переходного типа и эпипелагических. На подводных горах Маркус-Неккер содержание CaCO_3 в осадках стан-

ции 6178 достигает 91%, на возвышенности Шатского (станции 6190—6193)—14—75,7%.

Проявления аутигенного минералообразования в глинах переходного типа также имеют переходный характер.

Глауконит, характерный для вулканогенных осадков, здесь встречается редко, сульфиды железа наблюдаются только локально и возникают в местах скопления микроорганизмов и водорослей

Таблица 2

Химический состав (%) вулканических пеплов

Компоненты	Гемипелагические осадки	Пелагические глины переходного типа			Средний состав пород риолитовой группы (Заварицкий, 1956)		
	№ станции глубина, см				риолит	комендит	дацит
	6164 240—250	6164 495—500	6167 167—173	6167 285—292			
SiO ₂	72,05	66,38	67,62	70,27	72,80	73,51	65,68
TiO ₂	0,30	0,55	0,51	0,42	0,33	0,29	0,57
Al ₂ O ₃	11,61	13,97	14,01	12,00	14,49	11,43	16,25
Fe ₂ O ₃	1,45	2,00	1,22	1,69	1,45	2,97	2,38
FeO	1,14	1,14	0,82	0,60	0,88	1,08	1,90
P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,13	0,06	0,08	0,04	0,15
CaO	2,54	2,42	2,07	2,80	1,20	0,28	3,46
MgO	0,42	0,86	0,51	0,48	0,38	0,16	1,41
MnO	0,07	0,11	0,13	0,30	0,08	0,04	0,06
Na ₂ O	4,15	4,94	4,69	4,48	3,38	4,65	3,97
K ₂ O	2,87	4,15	4,74	2 87	4,46	4,53	2,67
H ₂ O ⁺	3,55	3,41	3,24	3,64	1,47	1,02	1,50
H ₂ O ⁻	0,40	0,42	0,41	0,47			
CO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет			
C	»	»	»	»			
Сумма	100,58	100,44	100,10	100,08			
Показатели преломления	1,500	1,503	1,505	1,505			

(фиг. 4). Вместе с тем, в поверхностном слое осадка появляются железомарганцевые конкреции. В глинах переходного типа происходит смена восстановленных осадков окисленными. Проявления аутигенного минералообразования, свойственные первым, затухают, в то же время проявляется начальная стадия конкрециеобразования, характерного для окисленных осадков пелагических областей.

Пелагические красные глины (станции 6172—6177). Еще дальше от континента, примерно в 1750 км от о. Хоккайдо, в направлении профиля начинается область распространения типичных пелагических осадков — красных глубоководных пелагических глин (эвпелагических, по Н. С. Скорняковой и И. О. Мурдмаа, 1968). Во всех разрезах они представлены однородной бескарбонатной глинистой толщей темного шоколадно-коричневого цвета. Осадки окисленные; по полевым замерам, Е_h колеблется от +243 до +309 мв. От глин переходного типа отличаются более темной окраской и однородным строением разреза. Глины очень тонкие, в колонке станции 6174 пелитовая фракция составляет 91—98,7% осадка, примеси алевритовой фракции — 1,3—8,5%. Методом рентгеновской дифракции в составе субколлоидной фракции (57—71% ила) установлены те же слоистые силикаты, что и в других типах осадков: гидрослюда, хлорит и смешаннослойная фаза гидрослюда — монтмориллонит (фиг. 6). Таким образом, пелагические глины представляют собой

тот же тонкий терригенный осадок, достигший отдаленных пелагических областей океанического дна (фиг. 7, ж).

Терригенные обломки более крупной размерности сюда практически не попадают. На это указывает состав алевроитовой фракции, которая содержит только пепловые частицы кислого вулканического стекла и золотые зерна кварца мелкоалевритовой размерности. Присутствуют также отдельные окатанные обломки пемзы.

Пепловые частицы либо рассеяны в толще глинистого ила, либо образуют скопления, линзы, выполняют пустоты размером несколько миллиметров (фиг. 7, з, и). Рассеянная форма нахождения пепловых частиц так же характерна для пелагических глин, как выдержанные пепловые прослои для глин переходного типа. Пеплы свежие, неизмененные. Пелагические глины бедны биогенным материалом. Кремнистые микроорганизмы встречаются лишь в виде единичных панцирей радиолярий, диатомовых или спикул губок. Встречаются редкие скопления синезеленых водорослей плохой сохранности с кремнистым скелетом, которые определены К. Б. Корде как представители по крайней мере двух видов рода *Cyanophyta* из класса *Hormogoneae*. Очень редко однообразие глинистой толщи нарушается прослоями глинисто-карбонатного ила, содержащего раковинки глубоководных агглютинирующих фораминифер (определения Н. В. Беляевой). Мощность прослоев 10—15 см.

В самых удаленных от берега колонках (станции 6174—6177) в области минеральных скоростей осадконакопления (1—3 и <1 мм/тыс. лет, фиг. 3) в толще пелагических глин в заметных количествах появляются цеолиты.

Рентгеновское изучение мономинеральной фракции цеолита, выделенной из крупноалевритовой центрифугированием в жидкости удельного веса 2,2 и 2,3 г/см³ (смесь бромформа со спиртом), позволило идентифицировать цеолит из поверхностного слоя осадка станции 6176 как филлипсит. Сравнение его порошкограммы с порошкограммой филлипсита из работы В. А. Дира, Р. А. Хауи и Дж. Зусмана (Deeg a. oth., 1967) показало, что на ней присутствуют практически все характерные рефлексы филлипсита. Главные рефлексы с максимальной интенсивностью следующие: 7,8; 7,0; 5,3; 4,99; 4,07; 3,17; 2,94; 2,66. Под микроскопом было установлено, что филлипсит образует хорошо ограниченные прозрачные и полупрозрачные кристаллы размером 0,03×0,01—0,03×0,11 мм, а также крестообразные и X-образные четверники и серповидные сростки. Кристаллы почти изотропны ($N_g' = N_p' = 0,005$). Средний показатель преломления 1,488—1,489. По величине отношения Si/Al, равного 3,1, значительно более высокому содержанию щелочей нежели щелочных земель, по преобладанию К над Na он является типичным цеолитом глубоководных осадков (Sheppard, Gude, 1970).

Формы нахождения филлипсита в глинистой толще весьма схожи с формами нахождения в ней пепловых частиц. Его кристаллы, как и пепловые частицы, рассеяны в глинистой массе, образуют скопления и линзы либо выполняют микропустотки (фиг. 7, з, и, к, л). Это наводит на мысль о генетической связи цеолита с частицами вулканического стекла. Кристаллы, образующие корки на стенках пустот (жеоды), водянопрозрачны, рассеянные в глинистой массе — полупрозрачны, рельеф их поверхности близок к рельефу вмещающей глины.

Глины, содержащие филлипсит, ни макроскопически, ни по составу глинистых минералов не отличаются от пелагических глин с пепловым материалом (фиг. 6). Они полиминеральны и состоят из одних и тех же глинистых минералов: гидрослюда, хлорита и монтмориллонита или смешаннослойной фазы гидрослюда — монтмориллонит. Никаких изменений соотношений этих минералов в сторону увеличения монтмориллонитовой составляющей также не отмечено. В разрезах на станциях 6175, 6176 и 6177 обнаружена примесь каолинита, подтвержденная характер-

ным для него отражением в области 060. Она свидетельствует о влиянии на осадконакопление южной части Северо-Западной котловины нового источника сноса — океанических островов с развитой на них каолиновой корой выветривания. Правда, это влияние очень скромное.

Для выяснения природы цеолитовых глин представляет интерес характер их соотношений с пелагическими глинами, содержащими пепловый материал. Он виден на литологическом профиле фиг. 4. В разрезе станции 6173 появляются первые цеолиты, которые присутствуют в глинах наравне с частицами пеплов. На станции 6174 пачки глинистого ила, содержащего пепловые частицы, чередуются с цеолитсодержащими прослоями. Далее они замещаются по простираению цеолитсодержащими глинами в разрезе станции 6175. Таким образом, пелагические глины, содержащие рассеянную пирокластику (кислые стекла), постепенно переходят в пелагические глины с цеолитами в областях минимальных скоростей осадконакопления. Постепенный характер перехода, постоянный состав глин, а также формы нахождения пеплов, сходные с формами нахождения цеолитов, свидетельствуют о происхождении последних за счет диагенетических преобразований риолитового стекла.

В пелагических глинах наблюдаются и другие признаки изменения пепловых частиц — частичное или полное замещение их слюдистыми агрегатами. Примеры образования цеолитов за счет диагенетических преобразований риолитовых стекол описаны многими исследователями (Deffeyes, 1959; Nemecz, Varyu, 1962; Hay, 1963; Sudo, 1963; Andreis, Rodriguez, 1968 и др.).

Именно этот процесс имеет место в южной части Северо-Западной котловины Тихого океана. Цеолитовые глины этой области отличаются от пелагических только присутствием филлипсита и железо-марганцевых микроконкреций, о которых будет сказано ниже. Они имеют тот же состав, что и пелагические глины с пеплами и не «состоят преимущественно из аутигенного монтмориллонита и цеолитов» (Скорнякова, Мурдмаа, 1968), что имеет место в областях базальтового вулканизма.

Цеолиты Северо-Западной котловины образуются за счет диагенетических преобразований кислой пирокластики, широко распространенной в разных типах осадков, но измененной только в благоприятных условиях областей с низкими скоростями седиментации. Состав глин, вмещающих цеолиты, также терригенный. Поэтому у нас нет оснований для выделения этих глин в самостоятельный литолого-фациальный тип и считать их «аутигенными эвпелагическими осадками». Мы рассматриваем цеолитовые глины как разновидность эвпелагических с более интенсивными проявлениями диагенетических процессов. На это указывает также ассоциация цеолитов с железо-марганцевыми микроконкрециями, распространенными в толще глин на глубину не менее 200 см (8—12% осадка). Присутствие цеолитов внутри конкреций свидетельствует о возникновении последних на более поздней стадии диагенеза.

Итак, на литологическом профиле выделяются по крайней мере четыре типа осадков, последовательно сменяющие друг друга в направлении от берегов в сторону центральных областей Северо-Западной котловины. Каждый из типов характеризуется определенными особенностями вещественного состава, формируется в конкретных фациальных условиях среды и должен рассматриваться как литолого-фациальный тип. Рассмотренные типы образуют генетический ряд, отражающий смену условий осадконакопления от берега к центральным областям океана.

Сопоставление разрезов. Закономерные изменения вещественного состава осадков от берега к пелагиали мы можем с полным правом считать фациальными изменениями лишь для поверхностного слоя современных осадков. Для более глубоких горизонтов необходима возрастная увязка отдельных разрезов литологического профиля. Такая

увязка представляет значительные трудности, вытекающие по крайней мере из двух особенностей океанического осадконакопления.

Первая особенность — изменение состава и строения осадочной толщи от берега в глубь бассейна, детально рассмотренная, в частности, в настоящей статье, вторая особенность — изменение скоростей осадконакопления в том же направлении.

В результате выделения опорных горизонтов, протягивающихся на большие расстояния, для сопоставления разновозрастных осадков разных фациальных зон представляет большие, часто непреодолимые трудности. Е. А. Романкевич и др. (1966), изучавшие стратиграфию и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана, для расчленения осадочной толщи применили комплексный метод, сочетающий данные определений абсолютного возраста с изучением фораминифер, кремнистых микроорганизмов и вещественного состава осадков. Им удалось выделить 8 горизонтов, соответствующих эпохам оледенения и межледниковым периодам, которые различаются по составу диатомовых водорослей, гранулометрическому составу осадка, содержанию аморфного кремнезема, CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$.

Попытка применить эти критерии к конкретным осадкам нашего профиля показала, что только в сравнительно узкой приматериковой полосе распространения вулкано-терригенных и гемипелагических осадков удается выделить пакки, отличающиеся по составу диатомовых водорослей, гранулометрии, содержанию SiO_2 аморф., $\text{C}_{\text{орг}}$ и т. д. В отложениях пелагических областей эти различия стираются (фиг. 4, 5 и др.), а количество диатомовых резко сокращается. На это указывают, между прочим, и авторы цитированной статьи. Расчленение разрезов в колонках пелагических областей района нашего профиля (станции 3625, 3873, см. фиг. 1) проведено ими без учета состава диатомовых, исключительно по очень слабым изменениям вещественного состава осадков по вертикали, т. е. весьма условно. Из сказанного следует, что едва ли не единственную более или менее объективную возможность стратиграфического расчленения осадочной толщи и сопоставления разрезов из всех фациальных областей, включая пелагические, дают прямые определения абсолютного возраста, датировка палеомагнитными методами, а также сравнение скоростей осадконакопления.

Для сопоставления разрезов изученного литологического профиля мы воспользовались именно этими данными, содержащимися в работе Е. А. Романкевича и др. (1966), а также картой скоростей осадконакопления Мирового океана (Лисицын, 1971). Из этих материалов следует, что формирование вулкано-терригенных и гемипелагических осадков приматериковых областей и частично пелагических глин переходного типа происходило со скоростью 10—30 мм/тыс. лет, красных пелагических глин — 3—10 мм/тыс. лет. Дальше от берега (станция 6174) скорость осадконакопления уменьшилась до 1—3 и менее 1 мм/тыс. лет (станции 6175, 7176), а затем снова несколько возросла (станция 6177) (фиг. 3). Таким образом, красные пелагические глины в нижней части разрезов на станциях 6174, 6175, 6176 и 6177, наиболее удаленных от берега, имеют возраст более 1 млн. лет. Вулкано-терригенные осадки в изученном профиле более молодые, возраст нижних горизонтов порядка 250 тыс. лет, что соответствует примерно Ярмутскому межледниковью Северной Америки или Миндель-Рисскому межледниковью Западной Европы. Сопоставление разрезов схематически показано на фиг. 4. Толще прибрежных вулкано-терригенных осадков мощностью 760—860 см соответствует пакка пелагических глин мощностью 25—30 см. Нижние части разреза пелагических глин, по-видимому, имеют третичный возраст. Более детальные стратиграфические данные будут опубликованы по окончании обработки материалов по определению абсолютного возраста осадков описываемого профиля.

Особенности химического состава осадков. Осадки всех рассмотренных типов были проанализированы на содержание в них CO_2 , $\text{C}_{\text{орг}}$, SiO_2 аморфн, Fe, Mn в поверхностном слое и по вертикали. Всего проанализировано более 200 образцов. Всюду, где содержание CaCO_3 и SiO_2 аморфн превышало 10%, анализы пересчитаны на бескарбонатное и бескремнистое вещество. Результаты представлены в табл. 3 и на фиг. 8.

Графики показывают распределение каждого компонента в толще осадка, а также изменения состава этой толщи от берега к пелагиали. Из графиков следует, что характер распределения почти всех компонентов не обнаруживает закономерных изменений по вертикали и практически сохраняется по всей толще, вскрытой колонками. Поэтому дальнейшее рассмотрение распределения компонентов по профилю мы будем относить ко всей толще осадка в целом.

CaCO_3 . Содержание CaCO_3 уменьшается от берега к пелагиали. В прибрежных вулкано-терригенных осадках его 0—16% (в среднем 1—2%); в гемипелагических кремнисто-глинистых илах — не более 1,2% (в среднем 0,64%) и далее до 0,08—0,2% в разных типах пелагических глин. Распределение CaCO_3 в осадках спорадическое и связано со скоплениями скелетов фораминифер и других организмов, в меньшей степени — с примесью обломочного материала (изучение под микроскопом).

SiO_2 аморфн Распределение SiO_2 аморфн по профилю более сложное и зависит от распределения кремнистых микроорганизмов в осадочной толще. В вулкано-терригенных осадках его в среднем около 6%, в гемипелагических — до 12,2%, в глинах переходного типа — до 5,9%, в пелагических, включая цеолитсодержащие глины, — до 2,2—2,3%. Распределение SiO_2 аморфн по вертикали в отличие от CaCO_3 довольно равномерное, как и распределение остатков кремнистых микроорганизмов.

$\text{C}_{\text{орг}}$. Распределение $\text{C}_{\text{орг}}$ имеет принципиально тот же характер: наблюдается рост средних содержаний от 0,7% в вулкано-терригенных осадках до 1,11% в гемипелагических; затем постепенное уменьшение до 0,64% в глинах переходного типа. В пелагических глинах минимальные содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ в среднем 0,2%. Сходство характера распределения SiO_2 аморфн и $\text{C}_{\text{орг}}$ в донных осадках Северо-Западной котловины в значительной степени объясняется планктоногенной природой последнего (Романкевич, 1968). Области развития пелагических (красных) глин, характеризующиеся минимальными скоростями осадконакопления, неблагоприятны для захоронения и органического углерода и органогенного кремнезема. В толще пелагических глин захороняются лишь наиболее стойкие органические соединения, мало реакционноспособные и не оказывающие активного влияния на перераспределение элементов (Страхов, 1962).

Железо. Среднее содержание железа меняется в разных литолого-фациальных типах осадков вполне определенно (табл. 3, фиг. 8). В грубообломочных вулкано-терригенных отложениях приматериковой области содержания железа в пересчете на бескарбонатное и бескремнистое вещество довольно высокие — в среднем 5,6%. В кремнисто-глинистых гемипелагических илах они уменьшаются до 3,7%, в пелагических глинах переходного типа снова возрастают в среднем до 4,4%, а в пелагических красных глинах — до 5,3%. Рост содержаний железа от берега к пелагиали, таким образом, в нашем профиле выражен нечетливо. Между тем Н. М. Страхов в свое время показал, что кларковые содержания железа в морях и озерах растут от грубозернистых прибрежных отложений к более тонкозернистым пелагическим и дают (при пересчете на бескарбонатный материал) максимальные значения в центре бассейнов (Страхов, 1948; Страхов и др., 1954). Некоторые отклонения от этой схемы в нашем профиле выражаются в повышенных содержаниях железа в грубообломочных вулкано-терригенных осадках шельфа и материкового склона — 3—9,5%, тогда как во многих других водоемах содержание же-

Таблица 3

Содержание CaCO_3 , SiO_2 аморфн, $\text{C}_{\text{орг}}$, Fe, Mn в осадках разных литолого-фациальных типов

Компоненты		Вулкано-терригенные					Гемипелагические кремнисто-глинистые			
		№ станции				среднее по зоне	№ станции			среднее по зоне
		6159	6158	6160	6161		6162	6163	6164	
CaCO_3	От—до	0—1,50	0—0,67	0—16,25	0—2,86	0—16,25	1,05—1,36	0—0,82	0—4,99	0—4,99
	Среднее	0,29	0,26	5,43	0,21	1,20	1,18	0,23	0,72	0,64
SiO_2 аморфн	От—до	1,50—4,72	4,44—11,78	1,94—7,04	4,28—14,02	1,5—14,02	7,14—18,00	6,00—26,00	4,76—12,90	4,76—26,00
	Среднее	2,66	9,82	5,62	5,66	5,80	11,86	16,35	8,26	12,20
$\text{C}_{\text{орг}}$	От—до	0—0,64	0,51—1,95	0,84—1,55	0—0,89	0—1,95	0,79—1,83	0,24—1,77	0,44—2,25	0,24—2,25
	Среднее	0,3	1,41	1,12	0,49	0,70	1,18	1,15	1,04	1,11
Fe	От—до	4,36—9,52	3,74—6,19	3,40—6,07	3,13—7,97	3,13—9,52	3,54—3,96	2,95—3,89	3,25—4,44	2,95—4,44
	Среднее	6,32	4,44	4,20	6,15	5,64	3,72	3,50	3,78	3,66
Mn	От—до	0,05—0,25	0,03—0,11	0,03—0,04	0,05—0,10	0,03—0,25	0,05—0,06	0,04—0,11	0,04—0,29	0,04—0,29
	Среднее	0,12	0,05	0,04	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07

Таблица 3 (продолжение)

Пелагические глины переходного типа			Пелагические глины с пепловым материалом				Пелагические глины с цеолитами			
№ станции		среднее по зоне	№ станции			среднее по зоне	№ станции			Среднее по зоне
6167	6171		6172	6173	6174		6175	6175	6177	
0—0,23	0—0,64	0—0,64	0—0,54	0—1,36	0—2,41	0—2,41	0—0,77	0—0,45	0—0,27	0—0,27
0,04	0,19	0,08	0,09	0,15	0,31	0,20	0,16	0,21	0,07	0,15
4,0—7,4	4,68—7,80	4,0—7,8	0,50—3,68	4,06—5,75	1,36—2,36	0,50—5,75	1,54—2,14	2—2,77	0,96—5,32	1,5—5,32
5,67	5,94	5,86	1,65	5,26	1,88	2,91	1,81	2,20	2,73	2,20
0,17—0,57	0,38—1,47	0,17—1,47	0,10—0,43	0—0,22	0,11—0,53	0,10—0,53	0—0,30	0—0,07	0,19—0,62	0—0,62
0,32	0,79	0,64	0,24	0,09	0,32	0,23	0,18	0,047	0,42	0,20
3,99—4,58	3,91—5,46	3,91—5,46	5,00—5,61	4,78—5,03	5,24—5,70	4,78—5,70	5,06—5,69	4,44—5,28	5,61—6,29	5,06—6,29
4,23	4,45	4,38	5,37	4,9	5,38	5,21	5,33	4,71	6,04	5,32
0,06—0,43	0,09—0,43	0,06—0,43	0,44—0,48	0,36—1,29	0,45—0,92	0,44—0,92	0,41—0,92	0,72—1,51	0,44—1,10	0,41—1,10
0,22	0,17	0,19	0,46	0,96	0,58	0,52	0,57	1,047	0,82	0,80

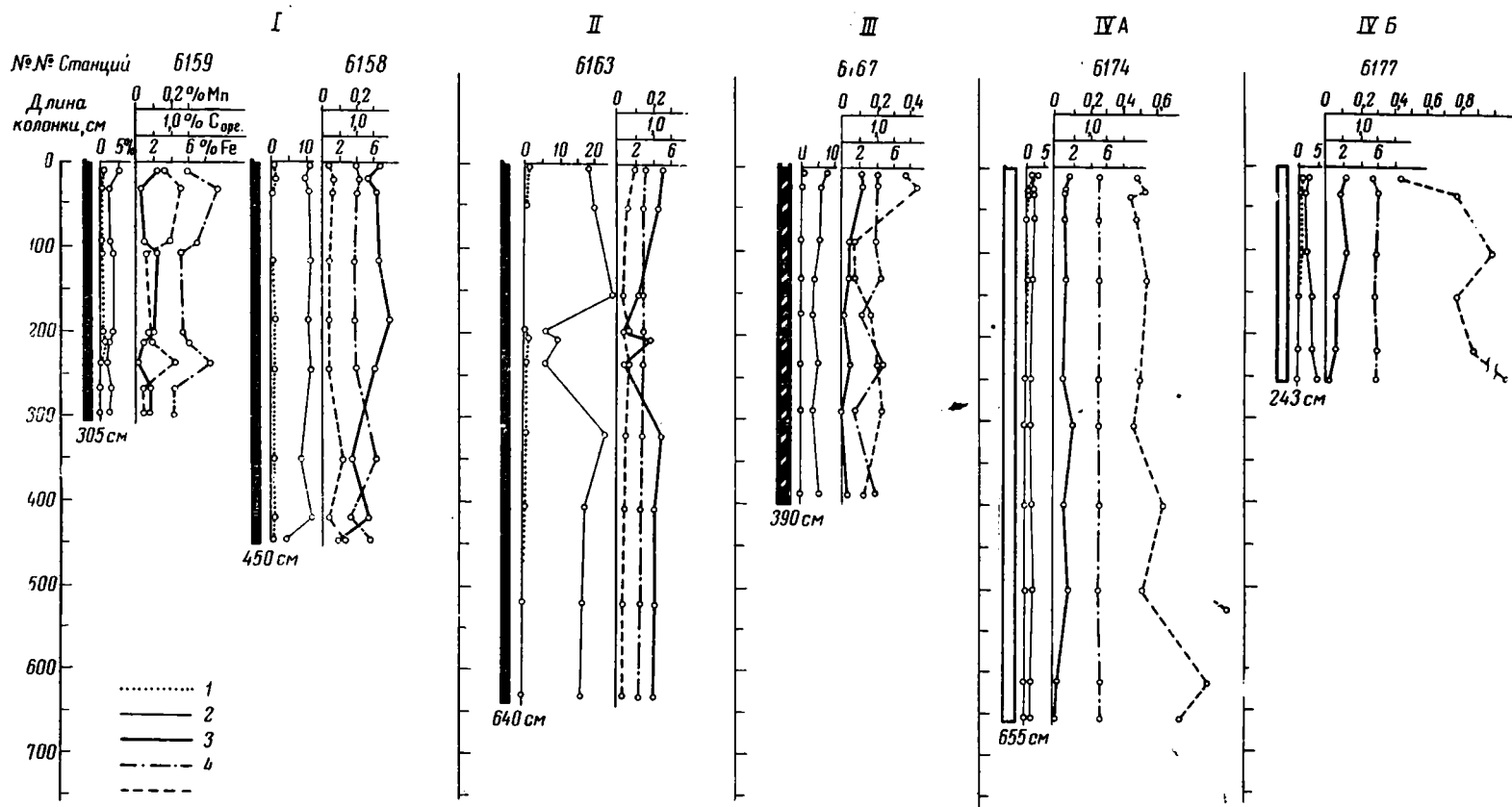
Распределение железа в размерных фракциях поверхностного слоя вулканотерригенных осадков

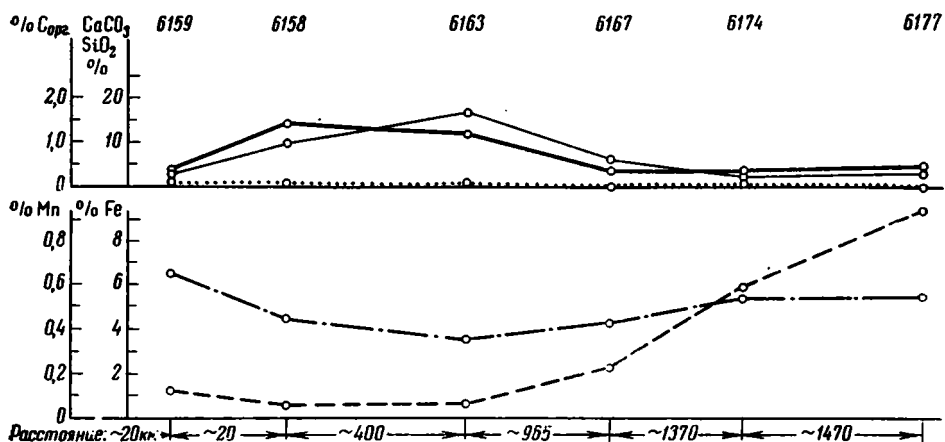
Станция 6158					Станция 6161			
Глубина 0—5 см					Глубина 0—10 см			
Фракция, мм	Выход фракции, %	Содержание во фракции, вес. %	Содержание в осадке, вес. %	% от Fe _{вал}	Выход фракции, %	Содержание во фракции, вес. %	Содержание в осадке, вес. %	% от Fe _{вал}
>1,0	15,63				3,8	8,78	0,33	4,82
1,0—0,1	27,72	4,37	0,68	18,18	49,9	8,78	4,38	64,03
0,1—0,01	26,47	4,23	1,17	31,29	19,0	5,85	1,11	16,23
0,01—0,001	30,18	2,88	0,76	20,32	13,4	2,77	0,38	5,56
<0,001		3,73	1,13	30,21	13,9	4,59	0,64	9,36
Сумма	100,00		3,74	100,00	100,00		6,84	100,00

леза в прибрежных песках и алевритах не превышает 3% (Страхов, 1948). Здесь сказывается влияние петрографического состава пород питающей провинции, которое, по Н. М. Страхову, в первую очередь объясняет неодинаковую обогащенность железом всех типов осадков в разных водоемах.

Высокие содержания железа в прибрежных вулканотерригенных осадках в нашем случае легко объясняются размывом основных вулканических пород Японии и островных дуг, богатых темноцветными минералами и магнетитом. Эти высокие значения несколько нарушают общую тенденцию роста содержаний железа от берега к пелагиали (фиг. 8). Картина распределения железа в разных литолого-фациальных типах осадков, сменяющих друг друга в этом направлении, становится более ясной при рассмотрении форм нахождения в них железа. В прибрежных вулканотерригенных осадках главная масса железа концентрируется в составе обломков, что хорошо видно на графиках его распределения в толще грубообломочных отложений (фиг. 8, станция 6159). Здесь наблюдается частое чередование максимумов, соответствующих песчано-алевритовым, и минимумов, соответствующих глинистым прослоям. Распределение железа в размерных фракциях осадка (табл. 4) свидетельствует о том, что в данном случае оно поступает в осадок в большей степени в составе обломков минералов, чем во взвеси. Содержание железа в песчаной и алевритовой фракциях — 4,2—8,8%, в пелитовой — 2,8—4,6%. Пересчеты с учетом содержания фракции в осадке показывают, что до 85% элемента концентрируется в песчаных и алевритовых зернах, на долю пелита приходится 15—50%. Поэтому по мере удаления от берега уменьшение роли обломочного материала сказывается на содержании железа, которое заметно падает в гемипелагических осадках. В пелагических глинах эта убыль снова компенсируется за счет обогащения железом субколлоидной фракции, на долю которой приходится более 90% валового железа (станция 6174).

Примесь алевритового материала (пепловые частицы) бедна железом и играет роль разбавителя, что определено аналитически. Отметим, что в прибрежных осадках тонкие фракции (<0,01 мм) слабо концентрировали железо (табл. 4). Можно предположить поэтому, что некоторое обогащение железом пелагических илов в рассматриваемом профиле происходило во время переноса взвешенного материала от берега к центру бассейна. По Н. М. Страхову (1948), гели, образующиеся при интенсивно идущей химической садке приносимого реками растворенного железа, не фиксируются в прибрежной зоне. Они выносятся в центральные зоны моря и садятся в области мелких алевритов и пелитов, дополнительно обогащая их железом. Работами Института океанологии АН СССР





Фиг. 8. Содержание CaCO_3 , SiO_2 аморфн, $\text{C}_{\text{орг}}$, Fe, Mn в осадках разных литолого-фациальных типов (те же, что и на фиг. 2)
1 — CaCO_3 ; 2 — SiO_2 аморфн; 3 — $\text{C}_{\text{орг}}$; 4 — Fe; 5 — Mn

установлено также, что железо (как и марганец) переносится в океанах в форме геля и во взвеси в виде металлоорганических комплексов в связи с остатками организмов, которые накапливают эти элементы. При разрушении органики в окислительных условиях поверхностный слой пелагических илов обогащается железом и марганцем (А. П. Лисицын, Е. И. Гордеев, Ю. А. Богданов — сообщение на семинаре по железу и марганцу в осадках, 1968г).

Дополнительное обогащение железом тонких осадков пелагических областей получает прямое подтверждение при сравнении содержаний железа в субколлоидной фракции поверхностного слоя. Эти содержания постепенно и вполне закономерно растут от прибрежных вулcano-терригенных до пелагических илов (табл. 5), т. е. по мере увеличения пути переноса.

Марганец. Средние содержания марганца постепенно увеличиваются в направлении от берега к пелагиали от 0,007% в вулcano-терригенных осадках до 0,8% в эвпелагических глинах с цеолитами. В глинах переходного типа содержание элемента удваивается по сравнению с прибрежными и особенно интенсивно растет в глубоководных осадках пелагических областей с низкими скоростями осадконакопления. Формы нахождения марганца в осадках меняются примерно так же, как и формы нахождения железа.

В вулcano-терригенных отложениях приматериковых областей марганец, как и железо, в основном концентрируется в составе обломков.

Таблица 5

Содержание железа во фракции $< 0,001 \text{ мм}$ в поверхностном слое разных типов осадков

Типы осадков	№ станции	Вес. %
Прибрежные вулcano-терригенные	6158	3,73
	6161	4,59
	6162	4,00
Гемипелагические	6163	4,46
	6167	5,64
Пелагические глины переходного типа	6172	6,53
	6174	9,10
	6175	7,12
	6176	7,66
	6177	7,66

Распределение марганца в размерных фракциях поверхностного слоя вулканотерригенных осадков

Содержания Мп во фракциях	Фракции, мм					Сумма
	>1,0	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	<0,001	
вес. %	0,004	0,055	0,009	0,004	0,006	0,078
% от Мп _{вал}	5,4	70,1	12,1	5,4	7,0	100

Около 90% от валового содержания находится во фракциях >0,01 мм (табл. 6, станция 6161, глубина 0—10).

В пелагических (красных) глинах (станция 6174) только 44—47% валового содержания марганца в отличие от железа приходится на субколлоидную фракцию. Другая его половина концентрируется в микроконкрециях, на что указывает и изменчивый характер распределения марганца в толще осадков (фиг. 8), тогда как содержание железа в ней практически постоянно. Марганец — единственный из рассмотренных здесь компонентов, содержание которого закономерно увеличивается сверху вниз по разрезу. Примесь пеплового материала не обогащает осадки этим элементом. Содержание марганца в пеплах, как мы видели (табл. 2), составляет 0,072—0,3%. Отношение Мп/Fe в прибрежных вулканотерригенных осадках в среднем 0,012, в пелагических глинах — 0,15, т. е. наблюдается значительное относительное обогащение марганцем глубоководных пелагических илов. Из сказанного можно сделать вывод о терригенной природе железа и марганца в изученных осадках. Признаков влияния других источников не отмечено. Относительное обогащение пелагических осадков марганцем объясняется большей подвижностью этого элемента по сравнению с железом (Страхов, 1962; Страхов и др., 1968). Таким образом, можно отметить следующие тенденции изменения содержаний элементов по профилю.

CaCO_3 , SiO_2 аморфн и $\text{C}_{\text{орг}}$, т. е. биогенные компоненты осадка, убывают от берега к центру бассейна.

Процентное содержание Fe и Мп возрастает в этом направлении по-разному: Fe — очень слабо, Мп — весьма значительно, в 10 раз интенсивнее. Для характеристики рассмотренных типов осадков представляют интерес соотношения отдельных компонентов в осадочной толще. Они достаточно определены для каждого типа осадков и видны на графиках фиг. 8.

В прибрежных вулканотерригенных осадках отмечены: 1) прямая корреляция SiO_2 аморфн с $\text{C}_{\text{орг}}$; 2) прямая корреляция Fe и Мп; 3) прямая корреляция Fe и Мп с $\text{C}_{\text{орг}}$ в алевроито-глинистых илах (станция 6158, 6160) и обратная корреляция этих элементов с $\text{C}_{\text{орг}}$ в грубообломочных пачках (станции 6158, 6161). В гемипелагических кремнисто-глинистых осадках соотношения отдельных компонентов сходны с тонкими разностями прибрежных осадков. В пелагических глинах переходного типа картина постепенно меняется (фиг. 8, станции 6167, 6171). Довольно четкие соотношения между $\text{C}_{\text{орг}}$, Fe и Мп, отмеченные ранее, становятся неопределенными. Частично нарушается прямая корреляция между Fe и Мп (в пепловых прослоях и в верхней окисленной пачке), а также связь обоих элементов с $\text{C}_{\text{орг}}$.

В пелагических (красных) глинах (станции 6172—6177) устанавливаются новые соотношения рассматриваемых компонентов. Наблюдается обратная корреляция $\text{C}_{\text{орг}}$ и SiO_2 аморфн, никакой видимой связи между Fe, Мп и $\text{C}_{\text{орг}}$ не отмечено.

В заключение подчеркнем одно весьма существенное обстоятельство, вытекающее из рассмотрения изложенного материала. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана демонстрирует постоянство состава обломочного материала, который обнаруживает лишь количественные изменения в разных типах осадков (по мере удаления от континента), что свидетельствует о его поступлении с берега. Состав обломков показывает, что они приносились двумя путями: за счет размыва вулканических и осадочных пород Японии и Курильских островов и путем воздушного переноса оттуда кислых вулканических пеллов. Выделенные типы осадков приматериковых областей являются биогенно-терригенными, глубоководных пелагических — терригенными.

Терригенная природа обломочного материала в рассматриваемом профиле, а также закономерные изменения его состава от берега к пелагическим областям океана предопределяют и в основном терригенный характер поступления в осадки химических элементов, а также закономерное их распределение на площади дна океанического бассейна. В настоящей статье это было показано на примере железа и марганца.

На примере рассмотренного нами профиля можно видеть также, что характерные особенности осадков разных литолого-фациальных типов сохраняются во всех разрезах и не меняются по вертикали. Отсюда следует, что характер осадконакопления в Северо-Западной котловине существенно не менялся в приматериковых областях по крайней мере в течение последних 250—300 тыс. лет, а в пелагических областях замедленного осадконакопления — в течение большей части четвертичного периода (более 1 млн. лет).

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Лисицын А. П. Скорость современного и древнего осадконакопления в океанах. — Океанология, 1971, № 6.
- Романкевич Е. А., Безруков П. Л., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана. — Океанология, 1966, № 14.
- Романкевич Е. А. Распределение органического углерода в современных и четвертичных осадках Тихого океана. — Океанология, т. VIII, вып. 5, 1968.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ. 1968, № 6.
- Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948, № 4.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. т. II, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Тихомирова Е. С., Калинин В. В. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968.
- Тихий океан, т. VI. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1. 2. М., «Наука», 1970.
- Andreis R. R., Rodriguez A. M. Clinoptilolita de la formaiion la Matilda. — Rev. Museo del Plata. v. 6, No. 48, 1968.
- Deer W. A., Hawie R. A., Zusman J. Rock Forming Minerals. v. 4, Frame — Work Silicates, 1967.
- Deffeyes K. S. Zeolites in sedimentary rocks. — J. Sediment. Petrol. 1959, v. 29, No. 4.
- Hay R. L. Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day formation of Oregon. — Univ. Calif. Pubs. Geol. Sci., 1963, v. 42, No. 5.
- Horn D. R., Delach M. N., Horn B. M. Distribution of volcanic Ash layers and Turbidites in the North Pacific. — Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, No. 9.
- Nemecz E., Gy. Varyu. Sodium bentonitization, clinoptilolitization and adularization in the zeolitic tuffs of the Szerenas Piedmont area. — Acta geol. Acad. hung., 1962, 6, 389—427.
- Sheppard R. A., Gude A. J. Chemical composition and physical properties of phillipsite from the Pacific and Indian oceans. — Amer. Mineralogist, 1970, v. 55, p. 2053—2062.
- Sudo T., Nisiyama T., Chin K., Hayashi H. Mordenite and clinoptilolite in glassy tuffs of Japan. — J. Geol. Soc. Japan. 1963, v. 69, p. 1—14.

УДК 551.35 : 552.5 : 550.4 (265)

ФОРМЫ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

А. Г. РОЗАНОВ, В. С. СОКОЛОВ, И. И. ВОЛКОВ

Распределение форм железа и марганца в океанических осадках на разрезе от берегов Японии в открытую часть Тихого океана рассмотрено по материалам 46-го рейса «Витязя». Кроме валового содержания железа производилось определение реакционноспособного железа; кроме валового содержания марганца определялось содержание Mn^{4+} . Значительное увеличение содержания $Fe_{вал}$ от берега к пелагиали происходит без заметного увеличения содержания $Fe_{реакц.}$. Присутствие прослоев вулканического или грубообломочного терригенного материала в глинистых осадках приводит к скачкообразному изменению в содержании железа. Содержание марганца возрастает от прибрежных осадков к пелагическим более чем в 10 раз, при этом возрастает степень окисленности осадков. Выделены три типа осадков, отличающихся по содержанию форм железа и марганца: восстановленные, окисленные (красные глины) и переходные. С углублением в осадочную толщу содержание $Fe_{вал}$ практически не меняется, содержание $Fe_{реакц.}$ в восстановленных осадках возрастает, а в окисленных — уменьшается. Содержание марганца в толще красных глин несколько возрастает.

Закономерности распределения валовых содержаний железа и марганца в северо-западной части Тихого океана и особенно в его окраинных морях (Охотское, Берингово) рассмотрены в работах Э. А. Остроумова (1954, 1955^{1, 2}), Э. А. Остроумова и В. М. Шилова (1958), П. Л. Безрукова (1960), В. П. Петелина и Э. А. Остроумова (1961), А. П. Лисицына (1959), Д. Е. Гершановича (1962) и особенно подробно в монографии «Тихий океан» (1970). Изучение форм железа и марганца в этих работах, однако, проведено не было, и это пробел в познании их геохимии в Тихом океане. Подробная геохимическая съемка, выполненная в 46-м рейсе «Витязя», включала и изучение форм железа и марганца, что позволяет заполнить в известной степени указанный пробел¹.

Так как литологическое описание профиля уже дано в статье Н. А. Лисицкой и О. А. Дворецкой (1972), мы не будем касаться этого вопроса и обратимся непосредственно к нашей теме.

Формы железа. Известно, что формы железа в осадках разнообразны. Их соотношения в свое время были представлены Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон (1955) следующим образом: $Fe_{вал} = Fe^{2+}_{пирит} + Fe^{2+}_{гидротр} + Fe^{2+}_{раств} + Fe^{3+}_{раств} + Fe_{облом}$. Сумма первых четырех форм получила название железа реакционноспособного, извлекаемого 5%-ной HCl при доведении раствора до кипения (кроме $Fe_{пирит}$); пятая форма ($Fe_{облом}$) в этих условиях нерастворима.

В статье И. И. Волкова и др. (1972), посвященной формам серы, было охарактеризовано по существу распределение $Fe_{пирит}$ и $Fe_{гидротр}$, и поэтому мы не будем подробно касаться их в дальнейшем. Наша зада-

¹ Авторы считают своим долгом принести благодарность сотрудникам Южного отделения Института океанологии АН СССР Н. В. Осадчей, Е. С. Севастьяновой и Л. Д. Савиной, принимавшим участие в этой работе.

ча заключается в том, чтобы выяснить закономерности распределения по профилю $Fe_{вал}$, суммы всех реакционноспособных форм железа, а также легко извлекаемых кислотой закисного и окисного железа.

В отличие от методики, принятой Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон (Залманзон, 1957), извлечение $Fe^{2+}_{раств}$ и $Fe^{3+}_{раств}$ производилось не HCl ,

Таблица 1

Содержание форм железа и марганца в поверхностном слое осадков Тихого океана

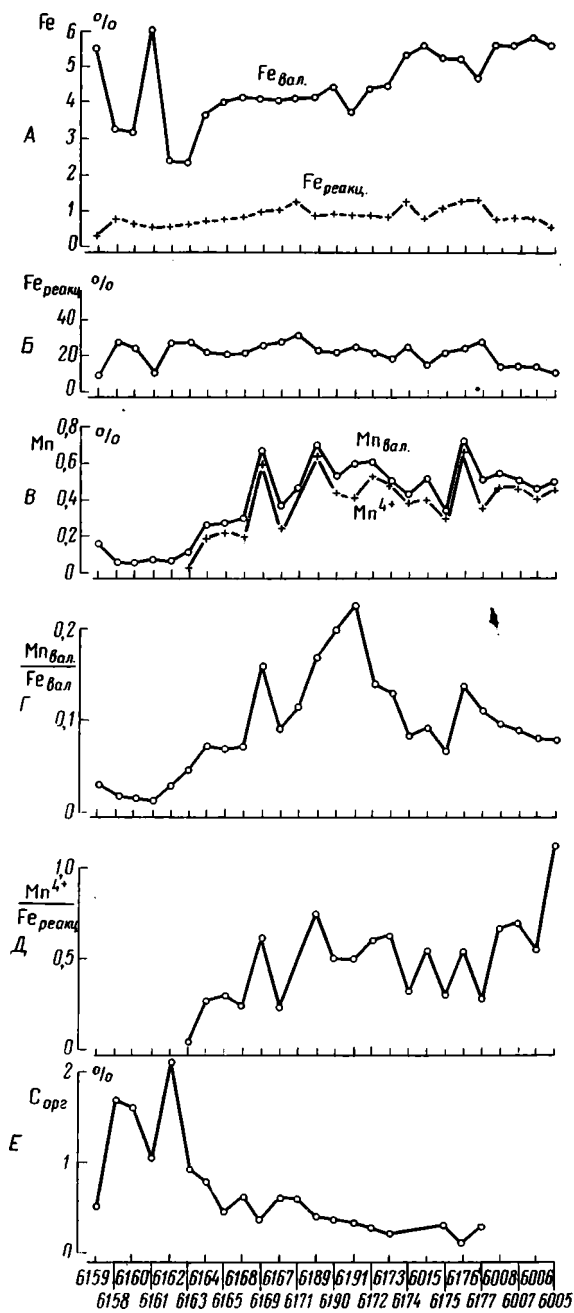
№ станции	Горизонт, см	Содержание, % на сухое вещество осадков				Отношение			
		$Fe_{вал}$	$Fe_{реакц}$	$Mn_{вал}$	Mn^{++}	$\frac{Fe_{реакц}}{Fe_{вал}}$	$\frac{Mn^{++}}{Mn_{вал}}$	$\frac{Mn_{вал}}{Fe_{вал}}$	$\frac{Mn^{++}}{Fe_{реакц}}$
6159	0—1	5,29	0,38	0,16	Не обн.	7,18	—	0,030	—
6158	0—2	3,29	0,85	0,06	» «	25,84	—	0,018	—
6160	0—1	3,17	0,70	0,06	» »	22,08	—	0,016	—
6161	0—1	6,07	0,55	0,08	» »	9,06	—	0,013	—
6162	0—1	2,37	0,60	0,07	» »	25,32	—	0,030	—
6163	0—1	2,32	0,62	0,11	0,03	26,72	27	0,047	0,048
6164	0—3	3,69	0,73	0,27	0,20	19,78	74	0,073	0,274
6165	0—3	4,00	0,76	0,28	0,23	19,00	82	0,070	0,303
6168	0—2	4,16	0,83	0,31	0,20	19,95	64	0,074	0,241
6169	0—5	4,13	0,99	0,68	0,62	23,97	91	0,160	0,627
6167	0—2	4,03	1,05	0,37	0,25	25,74	68	0,091	0,238
6171	0—2	4,14	1,23	0,48	Не опр.	29,91	—	0,116	—
6189	0—1	4,13	0,86	0,70	0,65	20,82	93	0,170	0,755
6190*	0—1	4,48	0,89	0,53	0,45	19,88	85	0,199	0,506
6191*	0—5	3,68	0,83	0,60	0,42	22,45	70	0,226	0,506
6172	0—2	4,38	0,89	0,61	0,54	20,32	89	0,139	0,607
6173	0—10	4,48	0,79	0,49	0,50	16,46	100	0,130	0,633
6174	0—1	5,32	1,23	0,44	0,41	23,12	91	0,083	0,325
6015	0—2	5,57	0,74	0,52	0,40	13,29	79	0,093	0,554
6175	0—1	5,22	1,06	0,34	0,33	20,31	97	0,068	0,312
6176	0—2	5,28	1,20	0,73	0,67	22,73	92	0,138	0,558
6177	0—1	4,67	1,27	0,52	0,36	27,19	69	0,111	0,284
6008	2—5	5,63	0,71	0,55	0,48	12,61	87	0,098	0,675
6007	0—2	5,57	0,74	0,50	0,52	13,29	100	0,090	0,703
6006	0—2	5,82	0,74	0,47	0,42	12,71	89	0,081	0,568

* Результаты даны в расчете на бескарбонатное вещество осадка.

а 10 N H_2SO_4 на холоду, ибо в присутствии значительных количеств Mn^{4+} , что характерно для пелагических осадков океана, это дает более надежные результаты.

Рассмотрим вначале распределение железа в поверхностном слое осадков профиля. Гранулометрические особенности этого слоя показаны в статье Н. А. Лисицыной и О. А. Дворецкой. Полученные результаты для поверхностного горизонта осадков приведены в табл. 1 и на фиг. 1. Данные 46-го рейса здесь дополнены частью станций, выполненных в 43-м рейсе «Витязя» (станции 6005—6008, 6015), которые можно рассматривать как продолжение профиля. По мере удаления от берега содержания $Fe_{вал}$ в современных осадках исследованной части Тихого океана в общем возрастают. Серые восстановленные глинистые или прибрежной части содержат в среднем 3—4% железа (в расчете на сухое вещество), иногда менее; в красных глинах последних станций профиля содержание железа поднимается до 5—6%.

Содержания $Fe_{вал}$ в поверхностном слое осадков прибрежной части Тихого океана испытывают большие колебания, вызванные близостью источников сноса, влиянием вулканической деятельности, резкой неоднородностью рельефа дна и высокой динамической активностью прибрежных течений. На станциях 6159 и 6161, находящихся в пределах



Фиг. 1. Распределение компонентов в поверхностном слое осадков по разрезу
 А — содержание $Fe_{вал}$ и $Fe_{реакц}$, % на сухое вещество осадков; Б — содержание $Fe_{реакц}$, % $Fe_{вал}$; В — содержание $Mn_{вал}$ и Mn^{4+} , % на сухое вещество осадков; Г — $Mn_{вал}/Fe_{вал}$ в осадках разреза; Д — $Mn^{4+}/Fe_{реакц}$ в осадках разреза; Е — содержание $C_{орг}$, % на сухое вещество осадков

шельфа и берегового склона, появление вулканического пепла, пемзы и вулканических обломков приводит к возрастанию содержания $Fe_{вал}$ до 5—6%.

Содержание $Fe_{вал}$ в восстановленных глинистых илах Японской впадины (станции 6162, 6163) меньше 3%. На остальных станциях разреза имеет место более или менее равномерное возрастание содержания $Fe_{вал}$ в поверхностном слое осадков от 3,29% у побережья Японии (станция 6158) до 5—6% в пелагической части океана. Колебания содержаний железа, обнаруженные на станциях 6190 и 6191, расположенных на возвышенности Шатского, имеют местный характер.

Содержания $Fe_{реакц}$ в осадках поверхностного слоя (фиг. 1, табл. 1) также различаются в прибрежной и пелагической частях. В прибрежных восстановленных осадках и в переходной разности

красной глины (станции 6159—6169) содержание $Fe_{реакц}$ 0,4—1,0%. В осадках станций 6159 и 6161, где много сравнительно грубого вулканического материала, количество $Fe_{реакц}$ понижено до 0,38 и 0,55% соответственно. При переходе к осадкам открытой части содержание $Fe_{реакц}$ немного возрастает, однако максимальная величина $Fe_{реакц}$, наблюдаемая в поверхностном слое красных глин, составила всего 1,27% (станция 6177). Столь низкое содержание $Fe_{реакц}$ характерно для океанических осадков. В морских осадках количество $Fe_{реакц}$ много выше — в глубоководной части Черного моря $Fe_{реакц}$ до 4% при сравнимых содержаниях $Fe_{вал}$ (Rožanov, a. oth., 1972).

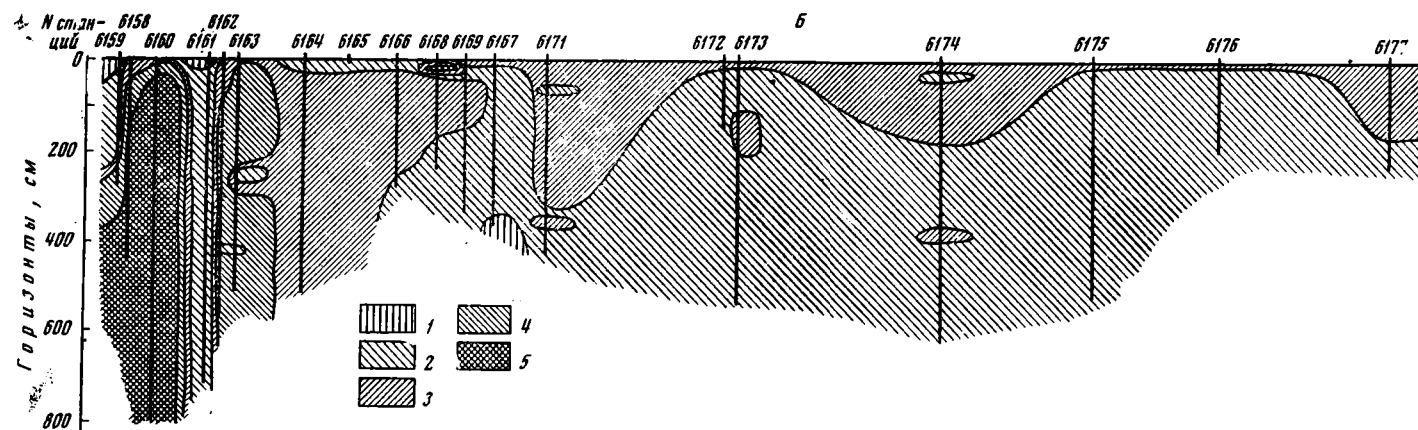
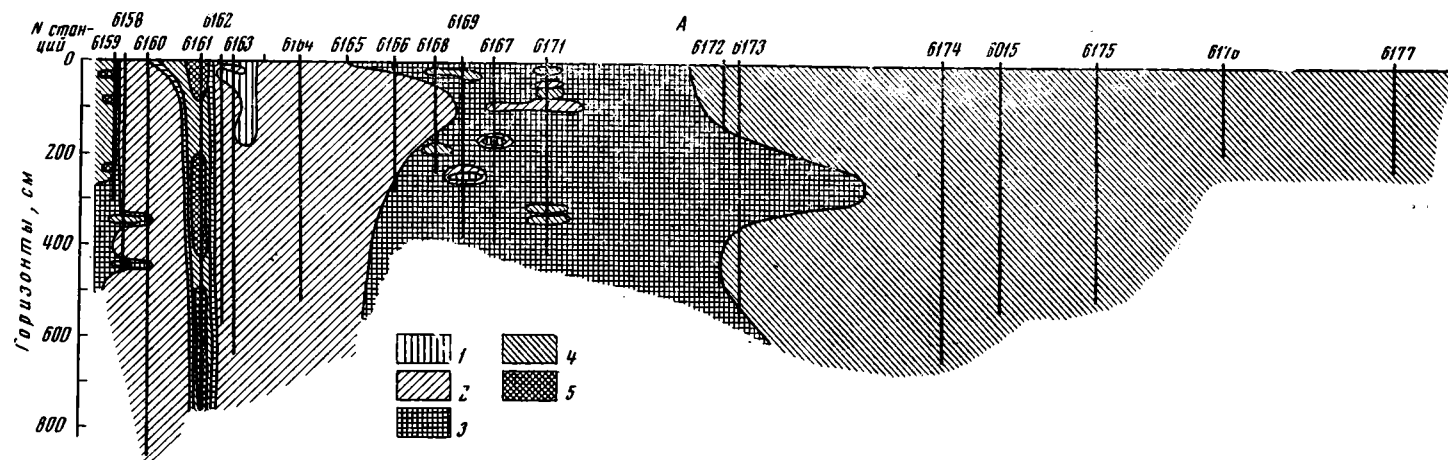
При движении по разрезу еще дальше в пелагическую область океана содержание $Fe_{\text{реакц}}$ в осадках поверхностного слоя уже не возрастает; на некоторых станциях оно даже уменьшается. При непрерывном росте $Fe_{\text{вал}}$ в сторону пелагиали это означает непрерывное уменьшение доли $Fe_{\text{реакц}}$ в общем балансе железа. В самом деле, в прибрежных осадках (станции 6158, 6160, 6162, 6163) $Fe_{\text{реакц}}$ составляет приблизительно 25% от $Fe_{\text{вал}}$, на станциях 6164—6168 — 20%, в самом начале области красных глин — 20—30% (станции 6169—6189), в более же удаленной области красных глин — около 20%, иногда до 15% и менее (станции 6008—6005) (табл. 1). Количество $Fe_{\text{реакц}}$ в пелагических осадках Северо-Восточной котловины Тихого океана еще меньше — в среднем 11% (Романкевич, Петров, 1961).

Прямые определения железа в разных фракциях тихоокеанских осадков показали обогащение железом фракций 0,01—0,001 и $<0,001$ мм (Лисицына, Дворецкая), причем главным носителем железа являются коллоидные частицы гидроокиси. Казалось бы такая локализация железа в гранулометрическом спектре должна привести к увеличению содержания реакционноспособного железа в пелагических осадках. Фактически же наблюдается относительное обеднение. Это, по-видимому, можно объяснить трансформацией, которую претерпевает $Fe_{\text{реакц}}$ при седиментации на больших глубинах и огромных удалениях от берегов, а частично и в диагенезе. Так как в пелагиали $Fe_{\text{реакц}}$ в значительной степени представлено гидратами окиси железа, то возможен их переход в более устойчивую, нерастворимую в разбавленных кислотах форму (старение коллоидов). Уменьшение доли $Fe_{\text{реакц}}$ в океанских осадках имеет, по всей вероятности, всеобщий характер. Для северо-восточной части Тихого океана оно отмечено ранее (Романкевич, Петров, 1961).

Определение валентных форм реакционноспособного железа показало, что в поверхностном слое изученных осадков имеется Fe^{3+} и Fe^{2+} (фиг. 2, В). Присутствие последнего ограничивается зоной восстановленных осадков (станции 6158—6163), причем порой именно $Fe^{2+}_{\text{раств}}$ становится преобладающей формой (станция 6158).

В поверхностном слое восстановленных осадков кроме $Fe^{2+}_{\text{раств}}$ обнаруживаются также сульфидные формы — гидротроилит и пирит (станции 6158—6162). Таким образом, несмотря на наличие кислорода в придонной воде, восстановительные процессы, включая образование сульфидов железа, захватывают верхние горизонты осадков. Появление сульфидов, по-видимому, носит всеобщий характер там, где осадки содержат настолько большое количество $S_{\text{орг}}$, что кислород наддонной воды не может быть препятствием существования восстановленных форм железа даже в поверхностных горизонтах осадка. Примером этому могут служить осадки Черного и Охотского морей (Волков, Тихомирова, 1966; Остроумов, 1957) или осадки вблизи Южной Калифорнии (Kaplan *et al.*, 1963).

При распределении железа в толще исследованных осадков сохраняются общие закономерности, характерные для поверхности. Содержания железа в толще осадков, вскрытой грунтовыми трубками, с некоторыми колебаниями (иногда значительными) повторяют содержания в поверхностном слое (фиг. 2, Б и 3). Колебания в содержании железа, как правило, связаны с изменением характера осадков. Особенно контрастно выделяются вулканические осадки и прослои в прибрежной части Тихого океана (станции 6159, 6161). Наличие вулканического грубообломочного материала резко повышает содержание железа в осадках (более 7% на станции 6161). Однако и в осадках открытой части встречаются прослои с повышенным содержанием железа вследствие обогащения вулканическим материалом (станции 6172, горизонт 135—145). Алевритовые прослои также приводят к нарушению (резкому увеличению или уменьшению) равномерного распределения железа. Харак-



Фиг. 3. Распределение железа в осадках профиля

А — распределение $Fe_{вал}$. Содержание, %: 1 — <3, 2 — 3—4, 3 — 4—5, 4 — 5—6, 5 — >6. Б — Распределение $Fe_{вал}$. Содержание, % от $Fe_{вал}$: 1 — <10, 2 — 10—20, 3 — 20—30, 4 — 30—40, 5 — >40

тер изменения $Fe_{вал}$ в алевритовых прослоях зависит от минералогического состава обломочного материала (резкие колебания $Fe_{вал}$ и $Fe_{реакц}$ в толще осадков переходной зоны связаны с диагенетическим перераспределением железа в окислительно-восстановительных процессах, на чем мы подробно остановимся ниже).

Иную картину дает распределение $Fe_{реакц}$ по вертикали. В подповерхностных горизонтах прибрежной зоны, содержащих повышенные количества органического вещества и находящихся под влиянием восстановительного процесса, содержание $Fe_{реакц}$ возрастает (фиг. 2, 3). Восстановленные осадки по сравнению с другими изученными осадками северо-западной части Тихого океана характеризуются наибольшим содержанием $Fe_{реакц}$ в абсолютных цифрах и по отношению к $Fe_{вал}$. В прибрежных осадках станций 6158—6163 $Fe_{реакц}$ составляет почти половину всего содержащегося в осадках железа ($Fe_{вал}$), а на станции 6158 достигает 55% от $Fe_{вал}$, содержание которого в этом случае 3,20%. Станции 6159 и 6161 вследствие большого количества пирокластики имеют более низкое содержание $Fe_{реакц}$ (как правило, менее 20% от $Fe_{вал}$). В более удаленных от берега участках, где активность восстановительных процессов много ниже, содержание $Fe_{реакц}$ в осадочной толще убывает (на станции 6164 до 24,37% от $Fe_{вал}$). Начиная же со станции 6169 и далее в сторону пелагиали, где восстановление сульфатов в осадках практически прекращается (Волков и др., в этом номере), содержания $Fe_{реакц}$ в осадочной толще такие же или даже ниже, чем в поверхностном слое.

Увеличение доли $Fe_{реакц}$ в осадках с активно идущим процессом сульфатредукции нельзя объяснить какими-то специфическими условиями седиментации, которые обогащают эти осадки $Fe_{реакц}$. Напротив, в прибрежных осадках происходит обогащение не реакционноспособным, а обломочным железом. Это означает, что увеличение $Fe_{реакц}$ происходит не в ходе седиментогенеза, а после осаждения при диагенезе осадков. Восстановительная обстановка в осадках, по-видимому, препятствует переходу реакционноспособного железа в «неподвижную» форму, как это имеет место в океанских осадках пелагиали. Вместе с тем в ходе восстановительных процессов может происходить извлечение части железа из обломочных пород и перевод его в реакционноспособные формы (Cargol, 1958).

Не имея возможности провести детальное минералогическое разделение форм $Fe_{реакц}$, мы можем только высказаться о его валентных состояниях. В пелагических красных глинах Fe^{2+} не обнаружено; здесь все реакционноспособные формы представлены Fe^{3+} . В пелагических илах переходной зоны часть железа (и тем большая, чем больше содержание органического вещества) представлена Fe^{2+} (фиг. 2, В). На станции 6171, находящейся на границе переходной зоны и пелагиали, в серых с коричневым или палевым оттенком глинистых илах Fe^{2+} появляется в подповерхностных горизонтах (60 см и ниже) сначала в небольших количествах (5,8% от $Fe_{реакц}$ на горизонте 60—65 см), но уже на горизонте 70—80 см преобладает, составляя 70,8% $Fe_{реакц}$. Еще глубже (120—130 см) в осадках появляются в небольших количествах (1—2% от $Fe_{реакц}$) сульфидные формы железа — гидротроилит и пирит. Количество Fe^{2+} и сульфидного увеличивается в сторону прибрежных осадков, где активно идет восстановление железа и сульфатов.

Сульфидные формы железа, входящие в общее $Fe_{реакц}$, в осадках представлены главным образом пиритом. Гидротроилит встречается в осадках повсеместно вместе с пиритом, но в весьма малых количествах (как правило, это сотые доли процента). Физико-химические условия в осадках благоприятствуют быстрому переходу гидротроилита в пирит, особенно там, где в осадках появляется свободный H_2S . Лишь на одной станции наблюдается накопление в восстановленных осадках гидротроилита (станция 6163, горизонт 310—330 см). Максимальное содержа-

ние пиритного железа отмечено на станции 6160, где на горизонте 260—270 см его 0,87%, что составляет 55,18% всего $Fe_{реакц}$. Содержание свободного H_2S в осадках более 100 мг/л (Розанов и др., 1971). В сторону пелагиали содержание $Fe_{пирит}$ быстро падает, а со станции 6172 и далее сульфидные формы в исследованных осадках не обнаруживаются вообще. Но даже в сильновосстановленных осадках, содержащих свободный H_2S , лишь немногим больше половины $Fe_{реакц}$ и, как правило, много меньше, представлено сульфидными формами (фиг. 2). Этот факт был отмечен и получил свое объяснение при исследовании черноморских осадков, где сумма сульфидных форм железа, несмотря на наличие свободного H_2S , также составляет менее половины $Fe_{реакц}$. Остальная часть $Fe_{реакц}$ представлена силикатными формами, достаточно устойчивыми по отношению к H_2S . В первом приближении эта устойчивость достаточно убедительно объясняется сравнением величин растворимости FeS и $FeSiO_3$, которые оказываются весьма близкими (Волков, Севастьянов, 1968). В этом случае можно предположить одновременное преобразование гидроокисных форм железа (после восстановления Fe^{3+} в Fe^{2+}) в сульфиды и силикаты железа, которые могут сосуществовать равновесно. Указанные явления сопряжены с появлением в прибрежных восстановленных осадках больших количеств свободного H_2S . Образующийся при восстановлении сульфатов сероводород связывается с гидроокисными формами железа, а когда их резерв исчерпывается, происходит накопление образующегося сероводорода в осадках. В тихоокеанских осадках прибрежной зоны накоплению сероводорода способствует общий дефицит $Fe_{реакц}$. По сравнению с черноморскими осадками, обладающими сходными восстановительными условиями ($C_{орг}$ до 2% в расчете на натуральный ил), содержание $Fe_{реакц}$ здесь в несколько раз ниже.

Формы марганца. Марганец присутствует в осадках в двух валентных состояниях — Mn^{2+} и Mn^{4+} . Как и железо, он может находиться в реакционноспособной и обломочной формах. Обломочный марганец (как правило, Mn^{2+}) входит в решетку обломочных минералов, и содержание его, по-видимому, немногие сотые доли процента. Реакционноспособный Mn^{2+} в основном может быть представлен карбонатом и может входить в состав псиломеланов; содержание его также невелико. В океанских осадках в окислительной среде основная форма марганца — Mn^{4+} , находящийся в форме гидратированной двуокиси — $MnO(OH)_2$ и входящий в состав псиломеланов (или полиперманганитов). Следует отметить, что, как правило, и гидратированная двуокись, и полиперманганиты содержат некоторое количество Mn^{2+} , и поэтому формула кислородных соединений марганца только в редких случаях достигает MnO_2 .

В реакционноспособные формы включаются весь Mn^{4+} и Mn^{2+} , входящие в состав соединений Mn^{4+} и карбонатов. Существующая в настоящее время методика химического изучения форм марганца позволяет надежно определять валовый марганец и Mn^{4+} (по «активному кислороду»). Последнее определение достаточно полно отражает степень окисленности осадков по марганцу. О количестве Mn^{2+} судят обычно по разности этих анализов.

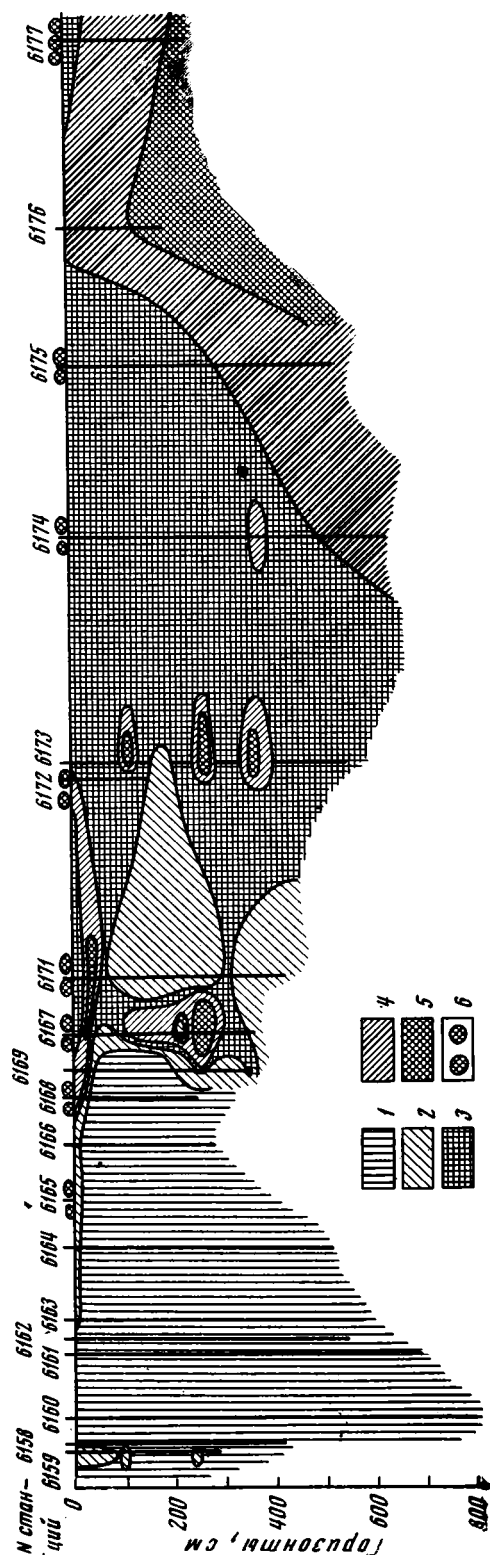
Результаты изучения форм марганца приведены на фиг. 2 и 4, а для поверхностного слоя осадков профиля — в табл. 1.

Содержание $Mn_{вал}$ в поверхностном слое (0—1 см) осадков прибрежной зоны (станции 6158—6163) 0,06—0,11%. Лишь на станции 6159, в осадках которой много вулканического алеврита и обломков пемзы, содержание марганца немного больше (0,16%). При переходе от песков к алевритам и далее к пелитовым илам содержание марганца в среднем для Тихого океана возрастает от 0,16 до 0,55% (в расчете на бескарбонатный бескремнистый осадок) (Тихий океан, 1970). Это приводит к тому, что пелагические илы, сложенные наиболее тонкой частью океанской взвеси, оказываются обогащенными марганцем. Содержание $Mn_{вал}$ в поверхностном слое красных глин (станции 6173 и далее) держится

с небольшими колебаниями на уровне 0,5%, иногда поднимаясь до 0,7% (станция 6176).

Марганец в большей мере тяготеет к более тонким фракциям взвеси, чем железо, причем содержание марганца, как уже отмечалось, равномерно возрастает по мере увеличения дисперсности осаждающегося материала в отличие от железа, для которого эта зависимость носит более сложный характер. Это отличие марганца от железа, являющееся причиной их разделения в ходе седиментогенеза, находит свое отражение в изменении соотношения этих элементов — отношение Mn/Fe при переходе от прибрежных к пелагическим осадкам возрастает больше чем на порядок (максимально от 0,013 до 0,226, см. табл. 1, фиг. 1).

Интересная черта изучаемого профиля — увеличение содержания марганца в эвпелагических красных глинах по мере перехода от поверхностного слоя в более низкие горизонты. Это наблюдается почти на всех пелагических станциях, выполненных по основному разрезу. На станции 6176 происходит увеличение $Mn_{вал}$ от 0,73% (поверхность) до 1,52% (горизонт 180—190 см), на станции 6177 — от 0,52 до 0,71% (горизонт 221—230 см), на станции 6015 — от 0,52 до 1,61% (горизонт 510 см), на станции 6008 — от 0,52 до 0,93% (горизонт 150—157 см), на станции 6007 — от 0,50 до 0,62% (горизонт 195—205 см), на станции 6006 — от 0,47 до 0,63% (горизонт 165—170 см), на станции 6005 — от 0,44 до 1,00% (горизонт 149—157 см). Сейчас не представляется возможным объяснить причину этого яв-



Фиг. 4. Распределение марганца в осадках профиля ($Mn_{вал}$).
Содержание, %: 1 — <0,1, 2 — 0,1—0,3, 3 — 0,3—0,6, 4 — 0,6—1,0, 5 — >1,0, 6 — железомарганцевые конкреции

ления. Однако речь может идти, по-видимому, только о двух возможных механизмах: либо увеличение содержания марганца связано с более обильным его поступлением в океан прежде, т. е. при других условиях осадкообразования в океане, либо это следствие диагенетических процессов, связанных, например, с образованием железомарганцевых конкреций.

В подповерхностной толще восстановленных осадков (станции 6158—6163) Mn^{4+} отсутствует. Содержание $Mn_{вал}$ в толще осадков, как и в поверхностных горизонтах, не более 0,1% (фиг. 2, 4). Можно было бы ожидать появления Mn^{4+} в поверхностной пленке восстановленных осадков, так как придонная вода содержит достаточное количество кислорода (как правило, более 3,5 мл O_2 на 1 л). Однако в поверхностных горизонтах восстановленной зоны обнаруживается лишь Fe^{3+} ; Mn^{4+} появляется несколько далее от берега и впервые обнаруживается на станции 6163 в слое 0—1 см. Далее в сторону пелагиали Mn^{4+} обнаружен на всех станциях, причем мощность поверхностного окисленного слоя, как уже отмечалось, постепенно увеличивается от нескольких сантиметров в зоне переходных красных глин (станция 6164) до многометровой толщи эвпелагических красных глин.

С момента появления в окисленном слое осадков переходной зоны Mn^{4+} составляет большую часть $Mn_{вал}$. Параллельно с увеличением содержания $Mn_{вал}$ в осадках профиля от берега в пелагиаль увеличивается содержание Mn^{4+} в его составе (табл. 1). Если в окисленном слое осадков переходного типа (станции 6163—6171) содержание Mn^{4+} в составе $Mn_{вал}$ 27—91%, в среднем 67,8%, то в эвпелагических красных глинах Mn^{4+} до 69—100%, в среднем 87%. Таким образом, параллельно с накоплением марганца в красных глинах океана повышается окисленность его соединений, приближаясь к формуле MnO_2 .

В эвпелагических осадках, полностью окисленных до нижних горизонтов изученных колонок, от поверхности в глубину происходит нарастание содержания Mn^{4+} параллельно с $Mn_{вал}$, так что кислородная формула марганцевых соединений практически не изменяется.

Перераспределение железа и марганца в диагенезе осадков. В изученных осадках наблюдается два типа перераспределения железа и марганца в ходе диагенеза. Первый — образование железо-марганцевых конкреций на поверхности окисленных осадков, происходящее в результате коллоидно-химических процессов, миграции, коагуляции, дегидратации и кристаллизации гидроокисей железа и марганца, а также связанных с ними элементов. Этому вопросу посвящена статья М. А. Глаголевой (этот номер журнала), и мы его коснемся отчасти.

Другой тип перераспределения железа и марганца связан с окислительно-восстановительными процессами в толще осадков профиля и наиболее ярко проявляется в переходной (по окислительно-восстановительным условиям) зоне изучаемого разреза на станциях 6164—6171, а также в осадках Японского желоба (станция 6163), т. е. там, где в толще имеется четко выраженный контакт окисленных и восстановленных осадков.

В осадках указанных станций отчетливо выделяются диагенетические прослои с повышенным содержанием железа и марганца на границе окисленных и восстановленных осадков. Вначале (станции 6163 и 6164), когда окисленный слой осадков еще очень тонок, это замечается по резкому обогащению поверхностного слоя осадков только марганцем (фиг. 2, Б). Дальше по разрезу, начиная со станции 6168, видны отчетливые максимумы и марганца и железа в толще осадков, причем с удалением в пелагиаль мощность окисленного слоя возрастает, и диагенетические максимумы углубляются в осадок до 60 см на станции 6171. Характерная черта диагенетического перераспределения железа и марганца при окислительно-восстановительных процессах — пространственное

разделение максимумов марганца и железа по вертикали осадков. Слои осадков, максимально обогащенные марганцем, всегда располагаются над слоями, обогащенными железом. Примечательно также, что диагенетические максимумы железа в основном обязаны увеличению $Fe_{реакц}$, а марганцевые — резкому увеличению доли Mn^{4+} в составе $Mn_{вал}$.

Причина диагенетического разделения железа и марганца — более высокая геохимическая подвижность марганца, являющаяся следствием более высокой растворимости соединений марганца по сравнению с соединениями железа (гидрозакись, сульфид, карбонат), а также более высокий потенциал окисления Mn^{2+} по сравнению с таковым у Fe^{2+} . Образующиеся при окислении Mn^{2+} гидратированная двуокись марганца и ее производные, будучи нерастворимыми, как и образующаяся при окислении Fe^{2+} трудно растворимая гидроокись железа, дают начало диагенетическим прослоям, обогащенным этими металлами, но разделенным по своему местоположению по вертикали осадков.

Механизм диагенетического перераспределения железа и марганца рассмотрен достаточно подробно как для пресноводных морских водоемов, так и для морских водоемов. Суть дела в том, что в восстановленных осадках, содержащих много органического вещества, марганец и железо представлены двухвалентными формами, которые вследствие высокой растворимости мигрируют по вертикали осадка. На границе с окисленной зоной происходит окисление Mn^{2+} до Mn^{4+} , а Fe^{2+} до Fe^{3+} , что влечет за собой образование нерастворимых соединений. Формы мигрирующих соединений, по-видимому, разнообразны, но основная для железа и марганца — бикарбонатная. Повышенное содержание $C_{орг}$ под прослоями, обогащенными железом и марганцем указывает на зависимость этих процессов от органического вещества. Направление миграции из восстановленной зоны в окисленную определяется градиентом концентраций в иловой воде. Более высокий потенциал окисления позволяет Mn^{2+} продвинуться дальше в окисленную зону, чем Fe^{2+} , что и приводит к их пространственному разделению в пограничных слоях.

Ранее, при изучении окислительно-восстановительных процессов в осадках Черного моря (Волков, Севастьянов, 1968), отмечалось, что механизм восстановления и окисления соединений марганца и железа в диагенезе может иметь химическую и микробиологическую природу. Микробиологического исследования изучаемых нами осадков Тихого океана не проводилось. Все наблюдаемые закономерности перераспределения железа и марганца в диагенезе могут быть объяснены и с позиций чисто химического рассмотрения протекающих процессов. Однако следует заметить, что при визуальном рассмотрении верхнего слоя колонок переходной зоны осадков океана (станции 6163—6171) в области первого диагенетического максимума марганца и железа наблюдаемая картина весьма похожа на приводимую Б. В. Перфильевым и Д. Р. Габее (1964) для илового профиля, полученного в лабораторных условиях при развитии марганец- и железоокисляющих микробов *Metallogenium* и *Siderococcus*.

В прибрежных станциях, где граница между восстановленной и окисленной зонами совпадает с границей раздела вода — ил, слой повышенного содержания железа выходит на поверхность, образуя тонкую окисленную пленку, и тогда понижение содержания железа ($Fe_{вал}$) имеет место сразу в подповерхностных горизонтах (до 2,3% на горизонте 0—1 см станций 6162 и 6163). В переходной зоне, где поверхностные осадки окисленные, слой повышенного в ходе диагенеза содержания железа опускается тем глубже, чем более удален осадок от берега; в пелагиали этот горизонт повышенного содержания железа выклинивается полностью. Относительное обогащение железом пограничных горизонтов происходит в тем большей степени, чем более восстановлены нижележащие осадки.

Бассейн	Сумма рудных компонентов %	В % от суммы			
		Fe	Mn	Cu	Ni
Черное море*	47,0	79,2	20,30	0,012	0,084
Балтийское море**	50,6	61,0	38,30	0,013	0,205
Тихий океан					
Переходная зона,*** станции 6165—6171, 6191	10,3—25,7 16,2	159,6—81,41 67,6	6,62—33,99 23,85	0,37—0,62 0,49	0,32—0,62 0,49
Пелагические осад- ки***, станции 6172—6177, 6190	36,9—51,9 47,6	33,1—51,6 41,20	41,37—53,94 51,40	0,56—1,50 0,95	1,07—2,28 1,61
Среднее для всего оке- ана****	47,4	34,1	59,6	1,23	1,89

* По данным И. И. Волкова и В. Ф. Севастьянова (1963).

** По данным Ф. Манхейма (Manheim, 1965).

*** По данным М. А. Глаголевой (1972) (в числителе интервал концентраций, в знаменателе среднее).

**** По данным Н. С. Скорняковой и Н. Ф. Андрущенко (1964) и Д. Мери (1969).

На станции 6168 слой повышенного содержания железа располагается на глубине 13—14 см ($Fe_{вал} = 6,99\%$), на станции 6169 — на глубине 15—20 см ($5,08\%$), на станции 6167, находящейся дальше от берега, — на глубине 30—40 см ($4,40\%$). Во всех этих прослоях содержания $Fe_{реакц}$ в составе $Fe_{вал}$ увеличены. Так, на станции 6168 слой, обогащенный железом ($6,99\%$), располагается на глубине 13—14 см, а обогащенный марганцем ($0,64\%$) — на горизонте 8—13 см, на станции 6169 — обогащенный железом — на горизонте 15—20 см, марганцем — на горизонте 5—10 см ($0,8\%$), на станции 6167, которая находится дальше от берега, чем предыдущие, прослой, обогащенный железом, находится на глубине 30—40 см, а обогащенный марганцем ($1,25\%$) — на глубине 20—30 см.

Вследствие большей подвижности марганца, обогащение им пограничных горизонтов происходит в большей степени, чем обогащение железом. Содержание марганца в прослоях может быть в десятки раз больше, чем в соседних горизонтах, как это наблюдается, например, на станции 6171 (горизонт 40—45 см), где оно достигает $11,05\%$ (фиг. 2). При этом практически весь марганец в этих прослоях представлен Mn^{4+} , что лишний раз доказывает его диагенетическое происхождение. Диагенетическое же накопление железа, которое происходит за счет реакционноспособных форм ($Fe_{реакц}$), не превышает двух-трехкратного (станция 6168, горизонт 13—14 см; станция 6171, горизонты 60—65, 305—308 см). Важно отметить, что столь высокие величины накопления марганца наблюдаются в осадках с весьма слабым развитием восстановительного процесса. В рассматриваемых переходных осадках восстановление сульфатов идет в исчезающе малой степени, а сульфидные формы имеют лишь точечное распространение. Однако по сравнению с прибрежными восстановленными осадками в переходных осадках возрастает абсолютное содержание марганца, что и ведет к более высокому его накоплению в диагенетических прослоях.

Вторичное обогащение железом и марганцем наблюдается не только в близповерхностных слоях, но и в расположенных значительно глубже в осадочной толще. В качестве примера можно привести накопление

марганцевых конкреций различных бассейнов

рудных компонентов					
Co	Mo	W	Ti	V	Zr
0,025 0,043	0,006 0,036	0,013 —	0,30 0,36	0,055 0,037	0,015 —
0,12—0,26 0,20	0,010—0,036 0,022	0,045—0,060 0,052	4,86—10,85 7,06	0,06—0,14 0,098	0,16—0,21 0,185
0,39—1,07 0,71	0,057—0,163 0,105	0,064—0,125 0,095	2,92—5,49 3,86	0,04—0,07 0,057	0,05—0,12 0,102
0,87	0,119	0,020	1,87	0,115	0,178

марганца до 0,82% на горизонте 242—246 см (по сравнению с 0,07—0,08% на соседних горизонтах) на станции 6169, до 1,27% на станции 6167, горизонт 260 см. Можно указать на вторичный максимум содержания железа на станции 6171, достигающий в тонком (3—4 мм) прослое на горизонте 305—308 см 8,57% (2,16% содержания составляет $Fe_{реакц}$). Соответствия вторичных максимумов в содержании железа и марганца, как правило, не обнаруживается. Однако в рассматриваемом прослое станции 6171 содержание марганца также несколько повышается (до 0,3% по сравнению с 0,1% на соседних горизонтах). Подобное соответствие обнаруживается также на станции 6173, где под вторичным максимумом марганца на горизонте 360—370 см ($Mn_{вал}$ 1,30%) находится слой (горизонт 372—380 см) с несколько повышенным содержанием железа (5,09%). Находящийся выше еще один вторичный максимум марганца (2,60%) на горизонте 262—270 см также связан с некоторым повышением содержания железа (4,42%) в нижележащем горизонте (275—285 см).

Происхождение вторичных прослоев связано, как нам кажется, с условиями слабого восстановительного процесса, когда не только реакционноспособные формы марганца и железа, но и формы серы могут находиться в восстановленном состоянии, но уровень восстановленности осадка весьма низок. Сульфидные формы железа здесь имеют точечное распространение, а в составе несulfидных форм реакционноспособного железа конкурируют двух- и трехвалентные формы. Пониженное содержание So_{org} обеспечивает диагенетическое перераспределение, приводящее к образованию подповерхностных прослоев, обогащенных марганцем и железом. Однако органического вещества оказывается недостаточно, чтобы произвести повторную редукцию аккумулярованных в этих прослоях окислов марганца и железа при их погружении в ходе осадконакопления в толщу осадков. Поэтому вторичные максимумы в осадочной толще имеют реликтовый характер. Это бывшие подповерхностные диагенетические максимумы, опустившиеся в ходе осадконакопления.

Разумеется, частичная редукция и рассасывание этих прослоев происходит; об этом свидетельствует, в частности, уменьшение содержания в них марганца или полное исчезновение железа по сравнению с верх-

ними максимумами. Частичная редукция приводит к обратному переходу окисленных форм марганца и железа в восстановленные подвижные формы, а эти последние, получив способность к миграции по толще осадка, вновь участвуют в диагенетическом процессе перераспределения элементов. Примером этому может служить образование второго максимума марганца на станции 6173 (горизонт 262—270 см) или конкреций родохрозита на станции 6171. В последнем случае, который получил подробное освещение в статье Н. В. Логвиненко и др. (1971), образование карбонатных конкреций связывается с движением Mn^{2+} из вторичного реликтового максимума (горизонт 305—340 см) вверх к окисленному слою. Mn^{2+} , мигрирующий в форме бикарбоната, теряет подвижность в слое пониженного парциального давления CO_2 , образуя карбонат, выпадающий из раствора в виде родохрозита, который стягивается в конкреции.

Нахождение в толще осадков одного и даже двух диагенетических максимумов марганца и железа, не считая подповерхностного, отмечалось ранее В. Ф. Севастьяновым (1968) в Средиземном море. Следует, однако, отметить, что там это было связано с резким изменением окислительно-восстановительных условий в осадках из-за крайне неравномерного распределения органического вещества. На общем фоне низкого содержания C_{org} в осадках Средиземного моря (около 0,5%) в изученных колонках периодически наблюдались сапропелевидные прослои, обогащенные органическим веществом (до нескольких процентов C_{org}). В той же работе было убедительно показано, что наблюдаемые в толще осадков второй и следующие диагенетические максимумы марганца и железа имеют реликтовый характер, так как могли образоваться только в верхнем слое отложений, близком к поверхности раздела осадок — наддонная вода, куда в результате прямого контакта или диффузии возможно поступление кислорода из наддонной воды (Севастьянов, 1968).

Образование зародышевых железо-марганцевых конкреций на поверхности осадков начинается со станции 6165, и далее в океан рудообразующий процесс усиливается, достигая максимального развития в последних станциях разреза (станции 6175, 6177). Начало марганцеворудного процесса связано с невысокими концентрациями марганца в осадках (0,28%). Не исключено, что описанные выше процессы перераспределения железа и особенно марганца на станциях переходных осадков (станции 6165—6171) играют роль в обогащении поверхностного окисленного слоя этими элементами, что и приводит к образованию конкреций, как это имеет место при образовании морских конкреций (Волков, Севастьянов, 1968). Следует заметить, что конкреции, формирующиеся в переходных осадках океана на фоне невысоких содержаний марганца, отличаются от пелагических преобладанием в составе железа над марганцем. Аналогичное соотношение, как известно, наблюдается в железо-марганцевых конкрециях морей (Волков, Севастьянов, 1968). Из табл. 2 видно, что железо-марганцевые конкреции осадков зоны переходной красной глины океана по своему составу занимают промежуточное положение между конкрециями пелагических илов океана и мелководными морскими. По содержанию железа и марганца и по соотношению между этими элементами конкреции переходных осадков сходны с конкрециями Черного и Балтийского морей. По содержанию микроэлементов конкреции переходной зоны океана занимают промежуточное положение между мелководными морскими и пелагическими океанскими.

Все указанные закономерности в химическом составе конкреций объясняются изменениями в составе вмещающих осадков как в отношении основных рудообразующих элементов — марганца и железа, так и в отношении малых элементов, обычно концентрирующихся в конкрециях.

- Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.—Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1960, т. 32.
- Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Ягодинская Т. А. Сера в тихоокеанских осадках к востоку от Японии.—Литол. и полезн. ископ. № 4, 1972.
- Волков И. И., Тихомирова А. А. Формы железа в отложениях кислородной зоны Черного моря.—Литол. и полезн. ископ. 1966, № 4.
- Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря.—В сб.: Геохимия осадочных пород и руд (Материалы VII Всес. литол. конф., 1965 г.), М., «Наука», 1968.
- Гершанович Д. Е. Новые данные о современных отложениях Берингова моря.—Тр. ВНИРО, М., 1962, т. 46.
- Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах.—В сб.: К познанию диагенеза осадков, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Глаголева М. А. Закономерности изменения химического состава железо-марганцевых конкреций в осадках северо-западной части Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., № 4, 1972.
- Залманзон Э. С. Определение форм некоторых элементов и анализ коллоидной фракции глин.—В сб.: Методы изучения осадочных пород, т. 2, М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Лисицын А. П. Донные отложения Берингова моря.—Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1959, т. 29.
- Лисицын А. П., Дворецкая О. А. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ. № 4, 1972.
- Логвиненко Н. В., Волков И. И., Соколова Е. Т. Родохрозит в глубоководных осадках Тихого океана.—Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 1.
- Меро Д. Ж. Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1969.
- Остроумов Э. А. Марганец в донных отложениях Охотского моря.—Докл. АН СССР. Нов. сер., 1954, т. 47, № 2.
- Остроумов Э. А. Распределение марганца в донных отложениях Охотского моря.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 5.
- Остроумов Э. А. Железо в донных отложениях Охотского моря.—Докл. АН СССР, 1955, т. 102, № 1.
- Остроумов Э. А. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря.—Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1957, т. 22.
- Остроумов Э. А., Шиллов В. М. Распределение сернистого железа и сероводорода в донных отложениях северо-западной части Тихого океана.—Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1958, т. 27.
- Перфильев Б. В., Габеев Д. Р. Изучение методом микробного пейзажа бактерий, накапливающих марганец и железо в донных отложениях.—В кн.: Роль микроорганизмов в образовании железо-марганцевых озерных руд, М.—Л., «Наука», 1964.
- Петелин В. П., Остроумов Э. А. Геохимия донных осадков Охотского моря.—В кн.: Современные осадки морей и океанов. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Розанов А. Г., Волков И. И., Жабина Н. Н., Ягодинская Т. А. Свободный сероводород в осадках северо-западной части Тихого океана.—Геохимия, 1971, № 5.
- Романкевич Е. А., Петров Н. В. Окислительно-восстановительный потенциал и рН осадков северо-восточной части Тихого океана.—Тр. Ин-та океанологии, М., 1961, т. 45.
- Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов при окислительно-восстановительных процессах в осадках Средиземного моря.—Литол. и полезн. ископ., 1968, № 1.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1.
- Тихий океан. Осадкообразование, т. 2. М., «Наука», 1970.
- Carroll D. Role of clay minerals in the transportation of iron.—Geochim. et cosmochim. acta, 1958, v. 14, N 1.
- Kaplan I. R., Emery K. O., Rittenberg S. C. The distribution and isotopic abundance of sulfur in recent marine sediments off southern California.—Geochim. et Cosmochim. acta, 1963, v. 27, 297.
- Manheim F. Manganese — iron accumulations in the shallow marine environment. «Symposium on marine geochemistry. University of Rhode Island. Occasional Publication». 1965, N 3.
- Rozanov A. G., Volkov I. I., Yagodinskaya T. A., Forms of iron in the surface layer of sediments in the Black Sea. Amer. Assoc. Petroleum. Geol. Memoir, 1972.

УДК 551.35 : 552.5 : 553.31 + 553.32 (235)

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА
ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ В ОСАДКАХ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА**

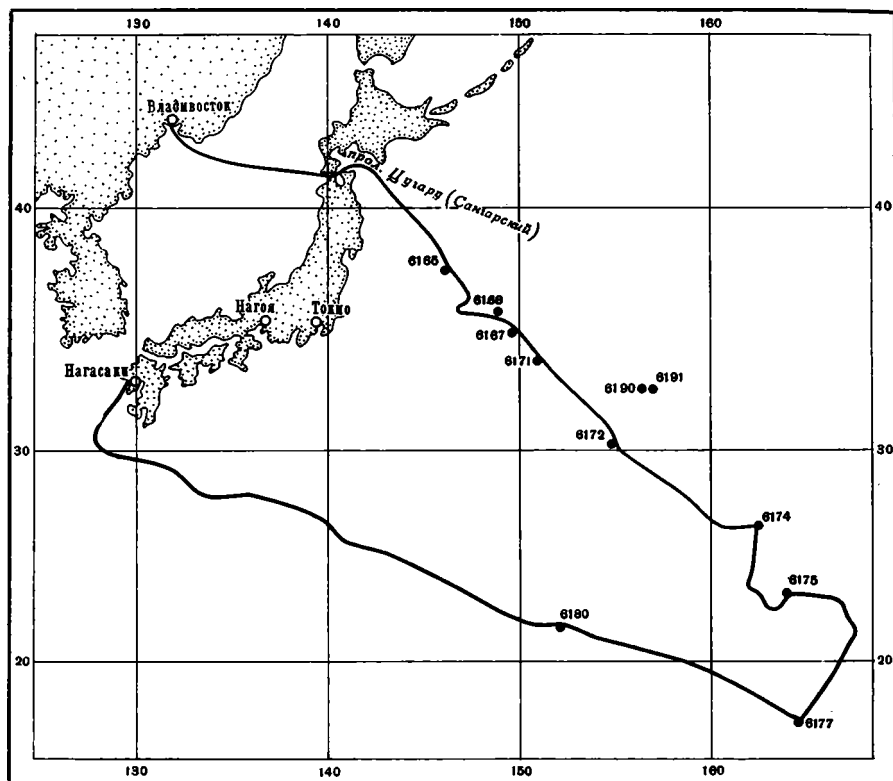
М. А. ГЛАГОЛЕВА

В работе выявлен ряд закономерностей накопления рудных элементов в железо-марганцевых конкрециях на профиле от Сангарского пролива до атолла Уэйк. Показано, что рудный процесс усиливается к пелагиали, это выражается в увеличении рудного вещества и уменьшении минерального нерастворимого остатка конкреций на разрезе от периферии к центру. Диагенетическое перераспределение рудных элементов между вмещающими илами и конкрециями, приводящее к обогащению последних, усиливается от периферии к пелагическим тонким илам. При абсолютном обогащении по сравнению со вмещающими илами Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Mo, W, Ti, Zr, V конкреции относительно обогащаются группой Mn (Cu, Ni, Co, Mo, W) и соответственно объединяются группой Fe(Ti, V, Zr) в направлении от периферии к центру.

Фактором, определяющим соотношение элементов группы Fe и Mn в конкрециях, является соотношение реакционноспособных форм Fe и Mn в илах.

Существует большая литература по вопросам состава, строения и распределения железо-марганцевых конкреций в осадках Тихого океана: J. Murray, A. F. Renard (1891), Agassiz (1902), R. S. Dietz (1955), E. D. Goldberg, G. Arrhenius (1958), G. Arrhenius (1963), H. W. Menard, C. Y. Shippek (1958), J. Riley, P. Sinhaseni (1958), Скорнякова и др. (1962), J. L. Mero (1962, 1965), J. P. Willis, L. H. Ahrens (1962), E. Bonatti, Y. R. Nayudu (1965), Н. М. Страхов и др. (1968). Задача нашей работы — выявить закономерности изменения состава конкреций на профиле от периферии к пелагическим районам. Материал собран в 46-м рейсе «Витязя» и представляет собой конкреции и вмещающие их илы с 11 станций, расположенных в северо-западной части Тихого океана на разрезе от Сангарского пролива до атолла Уэйк.

Весь участок профиля (фиг. 1) от станции 6165, где встретились первые зародышевые конкреции, до конца его проходит по ложу океана с глубинами 5400—6000 м. Станции 6190 и 6191, лежащие несколько в стороне от главного разреза, расположены на возвышенности Шатского и имеют глубины 4300 и 3850 м. Осадки изученной части профиля неодинаковы по петрографическому составу и характеру диагенетических процессов. Участок профиля от станции 6165 до станции 6171 сложен переходными вулканогенно-терригенными слабокарбонатными алевроитовыми и пелитовыми илами со слаборазвитыми восстановительными процессами, происходящими в толще осадков. На поверхности лежит окисленный слой разной мощности, утолщаясь от 15—20 см на станции 6165 до 60—80 см на станции 6171. Mn и Fe в этом слое находятся только в окисленной форме. Осадки станций 6190 и 6191 представляют собой известковистые (25—35% CaCO_3) мелкоалевритовые илы с большим содержанием фораминифер. Со станции 6172 начинаются практически



Фиг. 1. Схема расположения станций

бескарбонатные (CO_2 не больше 0,5%) окисленные красные глины, где восстановительные процессы отсутствуют полностью по всей толще осадков.

В конкрециях и вмещающих илах с 11 станций были определены химическим путем 11 элементов, данные по которым сведены в табл. 1, где станции расположены по профилю сверху вниз. Вмещающие илы изученной части разреза в общем обогащаются Fe, Mn и малыми элементами от периферии вглубь (в табл. 1 сверху вниз), что связано с увеличением по профилю степени дисперсности илов.

Насколько позволяют судить карты типов и фракций осадков Тихого океана (Лисицын и др., 1970), илы станций 6165, 6168, 6167, 6171 на 30—50% сложены алевритовой фракцией, на 70—50% — пелитовой и только на 10—20% — субколлоидной. В осадках же более пелагических станций 6172, 6174, 6175, 6177, 6180, по данным этих карт, субколлоидная фракция составляет уже более 40%, а алевритовая — меньше 10%. Это фракционирование осадочного материала, особенно сильно проявляющееся в пелагических районах океана с замедленной седиментацией, и приводит еще в седиментогенезе к обогащению тонких пелагических илов рядом элементов, на что неоднократно указывал Н. М. Страхов (Страхов и др., 1968). Как видно из табл. 1 и 2, содержания всех элементов в илах в общем растут к пелагиали, но этот закономерный процесс осложняется рядом отклонений в осадках переходного, смешанного характера и более четко проявляется в области типичных красных глин. По степени накопления в красных глинах элементы ведут себя по-разному. Наиболее сильно пелагические илы обогащаются Mn, Co, Ni (в 3,3—2,2 раза в среднем по красным глинам) и меньше Cu, Mo, V, W,

№ станции	Илы	М. н. о. в конкрециях	Сумма рудных компонентов в конкрециях	Fe		Mn		Ti		Cu · 10 ⁻⁴	
				1	2	1	2	1	2	1	2
6165	Переходные илы	60,07	28,31	12,13	3,84	6,92	0,13	0,97	0,29	1060	140
6168		81,20	13,75	6,90	4,20	1,88	0,13	0,88	0,33	450	168
6167		71,11	17,71	8,29	4,18	3,36	0,43	0,88	0,31	780	336
6171		Н. о.	10,27	5,78	3,78	0,47	0,08	0,77	0,26	260	83
	Среднее	70,8	17,5	9,11	4,00	4,05	0,19	0,84	0,30	760	182
6191	Красные глины	49,43	16,22	7,20	3,00	3,61	0,61	0,62	0,26	500	172
6190		26,30	58,25	20,43	3,65	19,63	0,57	1,48	0,36	2550	192
6172		41,84	41,84	15,62	4,17	12,52	0,60	1,29	0,34	2580	232
6180		20,83	60,67	17,25	4,82	23,98	0,50	1,72	0,32	4850	272
6174		19,77	58,40	15,11	5,20	24,90	0,53	1,35	0,34	5140	222
6175		19,65	55,64	13,72	5,19	24,40	0,43	1,21	0,34	6230	234
6177		16,51	63,75	19,26	4,90	23,33	0,58	2,56	0,35	2630	355
	Среднее	27,7	50,6	15,51	4,42	18,90	0,54	1,46	0,33	3500	240
	Средние по илам данные К. Г. Ведеполя, средние по конкрециям — данные Н. С. Скорняковой			11,97	5,67	21,06	0,67	0,66	0,46	4300	400

* Примечание. 1 — конкреции; 2 — вмещающие илы; м. н. о. — минеральный нерастворимый остаток

Ti, Fe, Zr (1,3—1,1 раза, см. табл. 2). Таким образом, по степени накопления в красных глинах элементы образуют ряд (в табл. 2 слева направо), выражающий подвижность элементов в седиментогенезе. Этот ряд обусловлен свойствами элементов, формами миграции их в воде, а в конечном итоге — длительным фракционированием осадочного материала с накоплением в пелагиали самой тонкой фракции, обогащенной Mn, Ni, Co в большей степени и Cu, Mo, W, V, Ti, Fe, Zr в меньшей степени.

Для удобства сравнения наших данных с данными других авторов целесообразно разбить наш профиль на два участка в соответствии с разными типами осадков: участок переходных илов и участок красных глин. Из табл. 1 следует, что кларки элементов в красных глинах, приведенные К. Г. Ведеполем (Wedepohl, 1960), несколько выше наших средних данных по красным глинам, но укладываются в пределы их колебаний.

Конкреции профиля неодинаковы по внешнему виду и по степени оруденения. В переходных осадках на станциях 6165, 6168, 6167, 6171 это зародышевые конкреции, представляющие собой разной формы и величины частицы пемзы, гальки, косточки, веточки, ходы червей, обросшие тонкой корочкой гидроокислов Fe и Mn. Это — рыхлые образования неправильной формы, больше похожие на морские конкреции, с большим минеральным нерастворимым остатком (в среднем 70,8%) и малым количеством рудного вещества (в среднем 17,5%).

Конкреции пелагических красных глин (станции 6190—6177) представляют собой плотные оруденевшие образования округлой формы, до 3—5 см в диаметре, типичные для пелагических осадков океана, с малым минеральным нерастворимым остатком (в среднем 27%) и большой суммой рудных компонентов (в среднем 50,6%). Анализу подвергалась верхняя оруденевшая корочка зародышевых конкреций или вся

и конкреций, %

Ni, 10 ⁻⁴		Co, 10 ⁻⁴		V, 10 ⁻⁴		Cr, 10 ⁻⁴		Zr, 10 ⁻⁴		W, 10 ⁻⁴		Mo, 10 ⁻⁴	
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1270	43	382	30	123	88	35	35	340	148	117	47	74	8,2
320	41	130	30	116	118	31	30	185	121	44	33	17	8,0
410	41	153	38	100	99	32	39	200	189	68	38	27	8,7
250	41	H.o.	19	97	73	48	49	148	143	32	32	7,0	7,0
660	42	222	29	114	95	33	38	241	150	76	38	40	8,2
710	131	300	27	90	36	11	18	232	76	69	45	21	11,1
4640	118	1750	48	294	108	12	59	233	99	272	56	241	10,7
3630	134	1180	59	190	102	7	71	370	154	196	46	176	12,1
7770	122	3020	67	244	141	19	85	423	133	506	54	474	9,0
8850	123	3300	82	240	145	5	78	511	201	474	46	544	9,8
9440	133	3370	95	152	116	21	78	406	134	408	46	677	10,4
5000	174	4990	75	298	147	11	98	531	175	584	54	439	13,4
5750	135	2560	64	216	114	12	69	386	150	358	50	367	10,9
6700	300	3100	110	540	130	10	78	630	160	Нет дан- ных	Нет дан- ных	400	46,0

масса конкреции в случае ее полного оруденения. Анализировать конкреции послойно не имело смысла, так как из обширной литературы известно, что каких-либо закономерностей в послойном распределении элементов не наблюдается. Результаты анализа конкреций помещены в табл. 1, где станции расположены сверху вниз по профилю, и в этом же направлении усиливается процесс конкрециеобразования, что выражается в уменьшении минерального нерастворимого остатка конкреций и в увеличении суммы рудных компонентов сверху вниз (табл. 1).

Следует отметить, что в типичных пелагических конкрециях профиля большинство элементов содержится в количествах, соответствующих данным Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко (1970) для конкреций красных глин Тихого океана.

Уже отмечалось, что конкреции профиля находятся на разных стадиях оруденения и содержат неодинаковые количества глинистого вещества. Чтобы разные количества глинистого разбавителя не мешали сравнению конкреций, концентрации всех элементов в конкрециях были пересчитаны на рудное вещество, т. е. на сумму Fe, Mn и малых элементов¹. Этот метод пересчета делает более яркой картину распределения элементов в конкрециях по профилю. Результаты такого пересчета представлены табл. 3 и фиг. 2. Как видим, все рудные элементы отчетливо разбиваются на две группы, ведущие себя различно. Концентрации Ti, V, Zr в конкрециях очень согласованно падают по профилю от периферии к центру, точно повторяя поведение Fe. А концентрации Ni, Co, Mo, Cu, W в том же направлении растут, повторяя поведение Mn. Небольшие отклонения от этой схемы есть у Co и W, которые на отдельных участках профиля проявляют сходство с Fe. Такой характер распределения элементов в конкрециях определяется соотношением главных рудообразующих компонентов — Fe и Mn.

¹ В сумму рудных компонентов не включался Cr, так как он не накапливается в конкрециях.

Большой материал по конкрециям (Севастьянов, Волков, 1966; Исаева, 1967; Волков, Севастьянов, 1968; Скорнякова, Андрущенко, 1970; Мери, 1965) и марганцевым рудам (Страхов и др., 1968) свидетельствует о том, что в рудном веществе осадочного происхождения между концентрациями Fe и Mn существует обратная зависимость. Эта противоположная направленность процессов концентрирования Fe и Mn, а именно увеличение в конкрециях по профилю Mn и уменьшение Fe, определяется в значительной степени составом вмещающих илов и прежде всего соотношением в них Fe и Mn, особенно их подвижных форм. Это наглядно показано на фиг. 3, где кривые $Fe_{\text{реакц}}$ и $Mn^{4+}_{\text{реакц}}$ в илах носят такой же характер и так же противоположно направлены, как кривые Fe и Mn в конкрециях, т. е. соотношение между Fe и Mn в конкрециях является в какой-то степени копией соотношения реакционноспособных форм Fe и Mn в илах.

Из фиг. 3 и табл. 4 следует также, что $Mn^{4+}_{\text{реакц}}$ в общем растет к пелагиали по сравнению с $Fe_{\text{реакц}}$. Если $Fe_{\text{реакц}}$ в осадках всего разреза составляет только около 20—27% (от $Fe_{\text{вал}}$), то $Mn^{4+}_{\text{реакц}}$ даже в переходных осадках составляет в среднем около 70% от $Mn_{\text{вал}}$, а в красных глинах почти вся масса Mn (около 86% его) является реакционноспособной. Поэтому и перераспределение его между илами и конкрециями, особенно в красных глинах, идет интенсивнее, чем у Fe даже реакционноспособного (табл. 5).

Наращение к пелагиали марганцевого модуля в конкрециях и вмещающих илах в общих чертах определяется отношением Mn/Fe в океанической воде. По данным А. П. Виноградова (1967), в материковых породах отношение $Mn/Fe < 1 : 50$. Но уже в процессе выветривания благодаря малой растворимости соединений Fe и большей соединений Mn отношение Mn/Fe увеличивается и в воде океана достигает 1. Увеличиваясь в сторону открытого океана, по мере удаления от континентальных источников сноса отношение Mn/Fe в пелагических водах достигает величин 1,9—6,4. Этот пелагический сдвиг Mn в воде и определяет большую обогащенность подвижным Mn пелагических илов и конкреций.

Как уже отмечалось, распределение в конкрециях малых элементов определяется соотношением в конкрециях Fe и Mn. Дело в том, что процесс формирования железо-марганцевых конкреций — процесс избирательной коллоидно-химической перекристаллизации аутигенных минералов Mn и Fe (Страхов и др., 1968). Поэтому в конкрециях накапливаются только те элементы, которые в силу химического или сорбционного взаимодействия связаны с гидроокисями Fe и Mn. Эта связь зарождается еще в водной толще океана, когда гидроокислы Fe и Mn в процессе продолжительной седиментации обогащаются микроэлементами за счет сорбции их реакционноспособных форм и образования манганитов. Выше уже отмечалось, что отношение Mn/Fe в воде постепенно воз-

Таблица 2

Относительное накопление элементов в красных глинах, %

Содержание элементов	Элементы									
	Ni, 10^{-4}	Mn	Co	Cu	Mo	W	U	Fe	Ti	Zr, 10^{-4}
	10^{-4}									
Средние по переходным илам	41	0,19	29	182	8,2	33	95	4,0	0,30	150
Средние по красным глинам	135	0,54	64	240	10,9	50	114	4,4	0,33	150
Коэффициент накопления в красных глинах	3,3	2,8	2,2	1,3	1,3	1,3	1,2	1,1	1,1	1,0

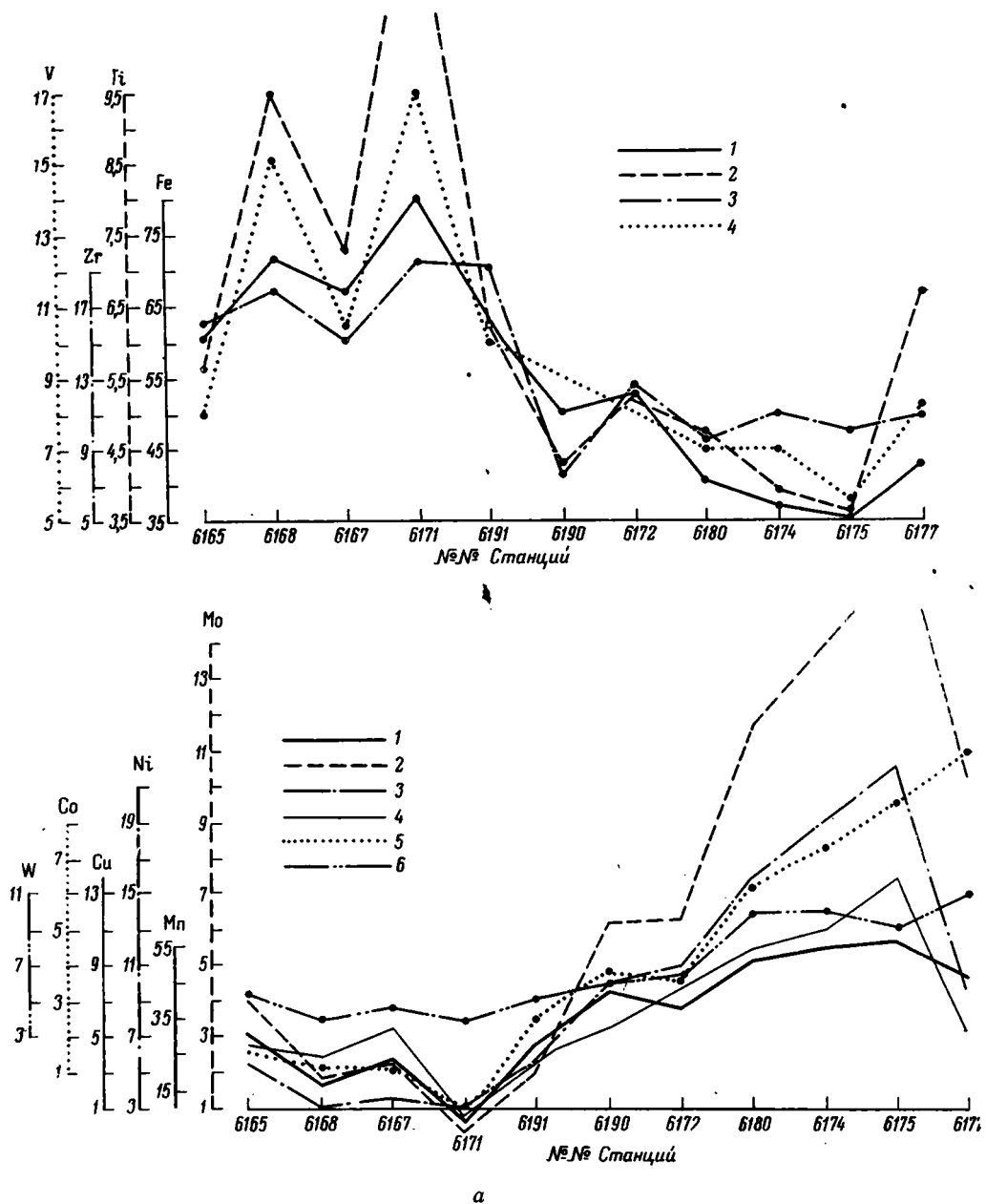
Относительное накопление элементов в конкрециях красных глин (в рудном веществе конкреций), %

№ станции	Тип конкреций	Mo	Co	Ni	Mn	Cu	W	Zr	Fe	V	Ti
6165	Конкреции переходных илов	0,036	0,19	0,62	33,99	0,52	0,057	0,16	59,57	0,06	4,86
6268		0,017	0,13	0,33	19,29	0,46	0,045	0,19	70,49	0,12	8,98
6167		0,021	0,12	0,32	26,46	0,62	0,053	0,16	65,28	0,08	6,93
6171		0,010	Н.о.	0,35	6,62	0,37	0,045	0,21	81,41	0,14	10,85
	Среднее	0,020	0,15	0,40	21,56	0,49	0,050	0,18	69,19	0,10	7,90
6191	Конкреции красных глин	0,018	0,26	0,61	31,07	0,43	0,060	0,20	61,91	0,08	5,34
6190		0,057	0,41	1,09	46,15	0,60	0,064	0,05	48,26	0,07	3,48
6172		0,058	0,39	1,19	41,37	0,85	0,065	0,12	51,62	0,06	4,26
6180		0,106	0,67	1,07	53,67	1,08	0,113	0,10	38,63	0,05	3,87
6174		0,126	0,76	2,04	57,54	1,19	0,109	0,12	34,92	0,06	3,12
6175		0,163	0,81	2,28	58,94	1,50	0,099	0,10	33,14	0,04	2,92
6167		0,094	1,07	1,07	50,07	0,56	0,125	0,11	41,33	0,06	5,49
	Среднее	0,089	0,62	1,34	48,40	0,89	0,091	0,12	44,26	0,06	4,07
	Коэффициенты относительно накопления в конкрециях красных глин	4,5	4,2	3,4	2,2	1,8	1,8	0,64	0,64	0,60	0,52

растает в сторону открытого океана, и это в какой-то степени определяет более интенсивное накопление по профилю и в илах и в конкрециях элементов группы Mn по сравнению с элементами группы Fe. Особенно сильно обогащаются гидроокислы геохимически подвижными элементами Mo, Ni, Co, Cu, т. е. элементами с высоким содержанием реакционноспособных форм. Но даже менее подвижные Ti, V, Zr, которые в морских конкрециях не накапливаются совсем и присутствуют в них лишь как механическая примесь терригенного материала, накапливаются в конкрециях океана. И происходит это за счет их реакционноспособных форм, которые хотя и очень невелики у этих элементов, но, извлекаясь различными морскими коллоидами и гидроокислами Fe и Mn на протяжении огромного отрезка времени из мощной толщи океанической воды, существенно обогащают пелагические илы.

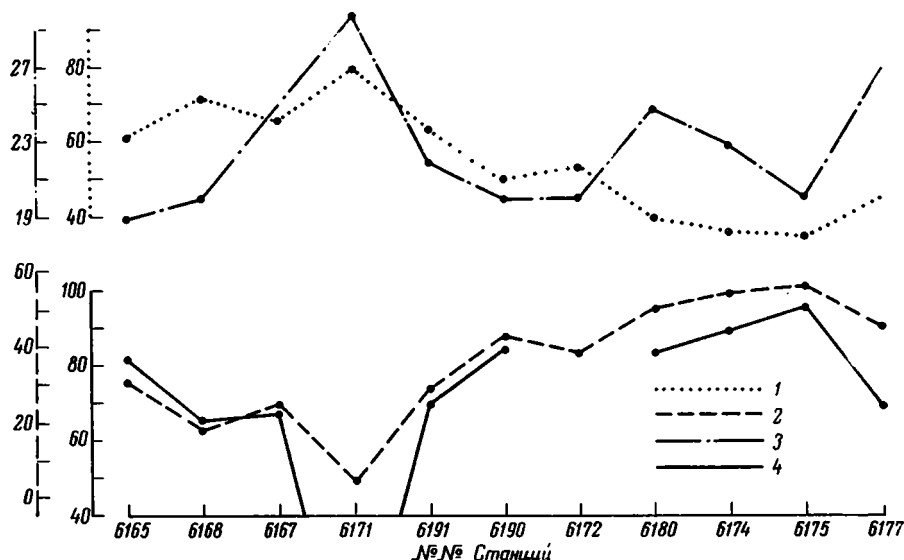
Следовательно, обогащение конкреций микроэлементами происходит на фоне обогащения илов, но не параллельно ему, а более интенсивными темпами. Если красные глины богаче переходных илов Mn, Ni, Co в среднем в 3,3—2,2 раза, а остальными микроэлементами в 1,3—1,1 раза (см. табл. 2), то конкреции красных глин богаче конкреций переходных осадков группой Mn в среднем в 4,5—1,8 раза, а группой Fe соответственно обеднены в 0,6—0,5 раза (см. табл. 3). Таким образом, происходит не параллельный рост концентраций элементов в илах и конкрециях по профилю, а резкое увеличение подвижности элементов группы Mn по сравнению с элементами группы Fe в диагенезе, в процессе формирования конкреций.

Перераспределение элементов между илами и конкрециями, приводящее к обогащению последних, достигает особой силы в тонкодисперсных пелагических илах, содержащих максимальное количество реакционноспособных форм элементов. Это видно из табл. 5, где приведены коэффициенты концентраций рудных элементов в конкрециях. Они растут сверху вниз (т. е. по профилю), а это указывает на то, что процессы диагенетического перераспределения всех элементов между вмещающими илами и конкрециями усиливаются с переходом к красным глинам.



Фиг. 2. Содержания элементов в рудной части конкреций
 а — 1 — Mn, %; 2 — Mo, 10^{-2} ; 3 — Ni, 10^{-1} ; 4 — Cu, 10^{-1} ; 5 — Co, 10^{-1} ; 6 — W, 10^{-2} .
 б — 1 — Fe, %; 2 — Ti, %; 3 — Zr, 10^{-2} ; 4 — V, 10^{-2}

Как видно из табл. 5, способность к диагенетическому перераспределению и накоплению в конкрециях особенно велика у группы Mn (коэффициенты концентрации в красных глинах в среднем 44—14) и меньше у группы Fe (коэффициенты 4—2). Cr не накапливается совсем, причем в осадках переходного, смешанного типа он содержится в равных количествах и в конкрециях, и во вмещающих илах, а в пелагических конкрециях его в пять раз меньше, чем в красных глинах. Объяснить такое поведение Cr в настоящее время не представляется возможным.



Фиг. 3. Поведение железа и марганца во вмещающих илах и конкрециях
1 — Fe в конкрециях, % от рудного вещества; 2 — Mn в конкрециях, % от рудного вещества; 3 — $Fe_{\text{реакц}}$ в илах, % от валового Fe; 4 — $Mn_{\text{реакц}}^{4+}$ в илах, % от валового Mn

Картина закономерного усиления по профилю перераспределения элементов между илами и конкрециями нарушается рядом отклонений на разных участках разреза. Так, в стяжениях станции 6165, расположенной в области переходных осадков, коэффициенты концентрации Ni, Co, Cu, Mo и особенно Mn такие же высокие, как в конкрециях красных глин. Возможно, это связано с тем, что в илах этой станции отношение $Mn^{4+}_{\text{реакц}}/Fe_{\text{реакц}}$ больше, чем в остальных переходных илах (табл. 4, фиг. 3), и за счет этого происходит более интенсивное перераспределение и накопление в конкрециях элементов группы Mn. А в конкрециях самой пелагической станции профиля (6177), распо-

Таблица 4

№ станции	Тип конкреции	Вмещающие илы							Конкреции		
		Fe _{вал.} %	Fe _{реакц.} %	Fe _{реакц.} от Fe _{вал.} %	Mn _{вал.} %	Mn _{реакц.} ⁴⁺ %	Mn _{реакц.} ⁴⁺ от Mn _{вал.} %	Эмпирическая формула MnOn	Mn _{вал.} %	O _{акт.} %	Эмпирическая формула MnOn
6165	Переходные илы	4,00	0,76	19,0	0,28	0,23	82,0	1,82	8,11	1,64	1,91
6168		4,16	0,83	20,0	0,31	0,20	64,5	1,55	2,35	0,43	1,82
6167		4,08	1,05	25,7	0,37	0,25	68,0	1,61	4,10	0,78	1,84
6171		4,14	1,23	29,7	0,48	Нет	Нет		0,61	Н.о.	
	Среднее	—*	—	23,6	—	—	71	1,66	—	—	1,86
6191	Красные глины	2,45	0,55	22,4	0,40	0,28	70,0	1,65	4,36	0,90	1,90
6190		3,37	0,67	19,9	0,40	0,34	85,0	1,86	20,90	4,49	1,96
6172		4,38	0,89	20,3	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	14,06	2,95	1,94
6180		5,06	1,28	25,3	0,44	0,37	84,0	1,85	26,05	5,74	1,98
6174		5,32	1,23	23,1	0,44	0,40	91,0	1,92	27,47	5,84	1,95
6175		5,22	1,06	20,3	0,34	0,33	97,0	1,97	27,00	6,20	2,00
6177		4,67	1,27	27,2	0,52	0,36	70,0	1,64	24,50	5,44	1,98
	Среднее	—	—	22,6	—	—	86	1,85	—	—	1,96

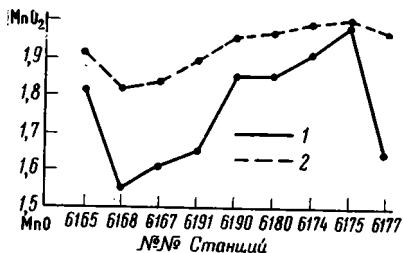
* Среднее не вычислялось

Коэффициенты концентрации рудных элементов в конкрециях

№ станции	Породы	Ni	Mn	Co	Mo	Cu	Fe _{реакц}	W	Ti	Fe _{вал}	Zr	V	Cr
6165	Переходные илы	29,3	52,5	12,8	8,3	7,5	14,5	2,5	3,3	3,16	2,3	1,4	1,0
6168		7,7	14,6	4,2	2,2	2,7	8,0	1,3	2,4	1,64	1,5	1,0	1,0
6167		10,0	7,9	4,0	3,1	2,3	7,5	1,7	2,5	2,00	1,0	1,0	0,8
6171		6,4	6,3	Н.о.	1,0	3,2	4,7	1,0	3,0	1,52	1,1	1,4	1,0
	Среднее	13,3	20,3	7,0	3,6	3,9	8,7	1,6	2,8	2,1	1,5	1,2	0,95
6191	Красные глины	5,4	5,9	11,2	2,0	2,8	12,2	1,5	2,3	2,40	3,0	2,5	0,6
6190		39,3	34,2	36,4	22,5	13,3	25,1	4,7	4,1	5,60	2,3	2,7	0,2
6172		27,1	20,7	20,0	14,6	11,1	15,3	4,2	3,8	3,80	2,4	1,8	0,1
6180		63,7	48,3	45,2	52,8	17,8	11,3	9,3	5,3	3,60	3,2	1,7	0,2
6174		72,2	46,6	40,3	55,6	23,1	10,5	10,4	4,0	2,80	2,5	1,7	0,06
6175		71,0	57,1	35,4	65,0	26,6	11,1	8,9	3,6	2,65	3,0	1,3	0,27
6177		29,6	40,1	66,7	32,8	7,3	12,3	10,9	7,4	3,93	3,0	2,0	0,1
	Среднее	44,0	36,4	36,5	35,0	14,6	14,0	6,1	4,3	3,50	2,8	2,0	0,2

женной в области красных глин, наоборот, степень накопления Mn, Ni, Mo, Cu ниже, чем по всему участку красных глин. В илах этой станции при самом высоком содержании Fe_{реакц} самое низкое содержание Mn⁴⁺ реакц; возможно, это и определяет здесь сравнительно слабое накопление в конкрециях элементов группы Mn.

Практически полное отсутствие Mn⁴⁺ реакц при высоком содержании реакционноспособного Fe в илах станции 6171 определяет резкое накопление в конкрециях этой станции элементов группы Fe (фиг. 2) и



Фиг. 4. Окисленность кислородных соединений Mn (ось ординат — изменение эмпирической формулы кислородных соединений марганца) 1 — в верхнем окисленном слое илов; 2 — в конкрециях

соответственно ослабленное накопление элементов группы Mn. И, наоборот, сравнительно малое содержание Fe_{реакц} при относительно высоком содержании Mn⁴⁺ реакц в илах станции 6190 определяет ослабленное накопление группы Fe и более интенсивное за счет этого накопление группы Mn в конкрециях данной станции (фиг. 2).

Таким образом, соотношение реакционноспособных форм Mn и Fe во вмещающих илах является тем инструментом, который регулирует накопление в конкрециях не только Mn и Fe, но и малых элементов и определяет соотношение между ними.

К сказанному о закономерностях изменения состава конкреций по профилю следует добавить еще, что удаленность от берега и мощность водной толщи, т. е. время окисления соединений Mn в воде в значительной степени определяет окисленность соединений Mn в верхнем слое илов и конкрециях. Из фиг. 4 и табл. 4 видно, что окисленность соединений Mn в верхнем слое илов неодинакова по профилю и в общем растет от переходных осадков к красным глинам. Об этом свидетельствует изменение эмпирической формулы марганцевых соединений от MnO_{1,66} (в среднем) в переходных илах до MnO_{1,82} (в среднем) в красных гли-

нах. И соответственно этому окисленность марганцевых соединений конкреций тоже растет по профилю от $MnO_{1,86}$ (в среднем) в конкрециях переходных илов до $MnO_{1,97}$ (в среднем) в конкрециях красных глин.

Итак, рудный процесс усиливается к пелагиали, что выражается в увеличении рудного вещества и уменьшении минерального нерастворимого остатка конкреций на разрезе от периферии к центру.

Диагенетическое перераспределение рудных элементов между вмещающими илами и конкрециями, приводящее к обогащению последних, усиливается от периферии к пелагическим тонким илам.

При абсолютном обогащении всеми (кроме Cr) рудными элементами конкреции относительно обогащаются Mn, Mo, Cu, Ni, Co, W и соответственно обедняются Fe, Ti, V, Zr в направлении от периферии к центру.

Фактором, определяющим соотношение элементов группы Fe и элементов группы Mn в конкрециях, является соотношение реакционноспособных форм Fe и Mn во вмещающих илах.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
- Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря.— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд, М., «Наука», 1968.
- Исаева А. Б. Химический состав железо-марганцевых конкреций Индийского океана.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 3.
- Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Гранулометрический состав осадков Тихого океана.— В кн.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1. М., «Наука», 1970.
- Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. Изд-во АН СССР, М., 1952.
- Севастьянов В. Ф., Волков И. И. Химический состав железо-марганцевых конкреций Черного моря.— Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 3.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф., Фомина Л. С. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— Океанология, т. 2, в. 2, 1962.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции в Тихом океане.— В кн.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. С., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса.— Тр. ГИН АН СССР, М., «Наука», 1968, в. 185.
- Agassiz A. Albatross expedition preliminary report.— Men. Mus. Compar. Zool. 1902, v. 26, No. 1.
- Arrhenius G. Pelagic sediments.— In: The sea. Ideas and observations. Interscience Publishers, N. Y.— London, 1963.
- Bonatti E., Nayudu Y. R. Origin of manganese nodules on the ocean floor.— Amer. J. Sci., v. 263, No. 1, 1965.
- Dietz R. S. Manganese deposits on the northeast Pacific Sea floor. Calif.— J. Mines and Geol., 1955, v. 51, No. 3.
- Goldberg E. D., Arrhenius G. Chemistry of Pacific pelagic sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, v. 13, No. 2/3.
- Menard H. W., Shippek C. Y. Surface concentrations of manganese nodules. Nature, 1958, 182.
- Mero J. L. Ocean-floor manganese nodules.— Econ. Geol., 1962, v. 57.
- Mero J. L. The Mineral Resources of the Sea. Amsterdam. 1965.
- Murray J., Renard A. F. Report on Deep-Sea Deposits Based on the Specimens Collected during the Voyage of the N. M. S. «Challenger» in the Years 1872—1879. London, 1891.
- Riley J., Sinhaseni P. Chemical composition of three manganese nodules from the Pacific ocean.— J. Marine Res., 1958, v. 17.
- Wedepohl K. H. Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantic. Geochim. et cosmochim. acta, 1960, v. 18, No. 3—4.
- Willis J. P., Ahrens L. H. Some investigations on the composition of manganese nodules.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, v. 26.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Дата поступления
3.VI.1971

УДК 551.35:550.4 (265)

**СЕРА В ТИХООКЕАНСКИХ ОСАДКАХ
К ВОСТОКУ ОТ ЯПОНИИ**

**И. И. ВОЛКОВ, А. Г. РОЗАНОВ, Н. Н. ЖАБИНА,
Т. А. ЯГОДИНСКАЯ**

В прибрежной части Тихого океана, восточнее Японии, в современных осадках обнаружено необычайно высокое содержание свободного H_2S . Образующийся при бактериальном восстановлении сульфатов иловой воды H_2S дает ряд производных, среди которых преобладает пирит. Содержание других производных H_2S , $S_{сульфидн}$ и $S_{своб}$ — не более 0,01%, $S_{орг}$ — не более 0,1%. Содержание сульфатов в результате восстановления может понижаться до 0,03% S. Емкость процесса восстановления сульфатов, оцениваемая по сумме всех восстановленных форм S, производных H_2S — функция содержания органического вещества в осадках. Способность осадков накапливать свободный H_2S зависит от содержания реакционноспособных форм Fe. Рассмотрено пространственное распределение восстановленных форм S в исследованных осадках.

К настоящему времени усилиями главным образом Э. А. Остроумова с сотрудниками накоплен обширный материал о распределении серы в донных осадках северо-западной части Тихого океана, Алеутского и Курило-Камчатского желобов (Остроумов, Шилов, 1956_{1,2}, 1958; Остроумов, Фомина, 1960; Остроумов, Волков, 1970). Это позволило проследить в общей форме диагенетические преобразования SO_4^{2-} и установить взаимоотношения между $S_{пир}$ — $S_{сульфидн}$ — $S_{своб}$ — $S_{орг}$, а также обнаружить местами свободный H_2S в осадках. К сожалению, изученные разрезы разрознены по площади, не складываются в профили, начинающиеся от берега и идущие в направлении к пелагической области океанов. Это обстоятельство — существенный пробел в исследовании, так как не позволяет шаг за шагом проследить количественные изменения редукционного процесса и наметить зону его максимального развития. Этот пробел был заполнен при выполнении в 1969 г. геохимического профиля в 46-м рейсе «Витязя».

Литолого-минералогическая характеристика осадков по разрезу дана в работе Н. А. Лисицыной и О. А. Дворецкой (см. этот номер журнала).

По окислительно-восстановительным условиям осадки профиля разделяются несколько иначе, чем по общим литологическим особенностям. В частности, выделяются три зоны по мере удаления от берега.

1. Восстановленные осадки материкового склона и Японской впадины (станции 6158—6163), отличающиеся высокой интенсивностью восстановительных процессов, в результате этого в толще осадков полностью отсутствуют соединения Mn^{4+} ; Fe^{3+} играет подчиненную роль или практически отсутствует, и реакционноспособные формы железа представлены в основном соединениями Fe^{2+} ; за счет процессов редукции сульфатов в осадках присутствуют восстановленные формы серы — производные сероводорода и свободный H_2S , иногда в очень высоких концентрациях. Указанное обстоятельство ставит осадки этого типа в один ряд с осадками сероводородной зоны Черного моря, имеющего, как известно, аномальный газовый режим наддонной воды.

2. Осадки переходной зоны (станции 6164—6171), распространенные от Японского желоба до пелагических красных глин океана и характеризующиеся менее интенсивным течением в толще восстановительных процессов, которые с удалением от берега постепенно затухают. Поверхностный слой осадков этой зоны всегда содержит соединения Mn^{4+} и Fe^{3+} и в некоторых случаях железо-марганцевые конкреции. В толще отложений наблюдаются прослои, обогащенные марганцем и железом за счет диагенетического перераспределения при окислительно-восстановительных процессах. Сульфатредуцирующий процесс протекает в осадках сравнительно слабо на начальных станциях переходной зоны и практически затухает на последних станциях.

3. Окисленные осадки, представленные красными глубоководными пелагическими глинами (станции 6172 и следующие), характеризующиеся полным отсутствием восстановительного процесса. В толще осадков марганец представлен соединениями Mn^{4+} , а железо находится в подавляющей массе в форме Fe^{3+} . Единственное видимое проявление диагенетического перераспределения элементов в красных глинах океана — образование в поверхностном слое железо-марганцевых конкреций.

Мы определяли следующие формы серы: сульфаты (отдельно в иловой воде и в твердой фазе), сульфиды (отдельно растворимые в разбавленной HCl и пирит), свободную серу, серу, связанную с органическим веществом, тиосульфаты (в иловой воде) и свободный сероводород. Метод определения описан И. И. Волковым (1959). Собственно, для характеристики окислительно-восстановительных равновесий достаточно данных о сульфатах, сульфидной и свободной сере и свободном сероводороде. Определение содержания тиосульфатов, пирита и органической серы необходимо для понимания механизма взаимных превращений форм серы. Результаты исследований сведены в табл. 1.

Сульфаты в океанских осадках содержатся главным образом в иловой воде, которая по отношению к ним ненасыщена. При определенных условиях сульфаты иловой воды подвержены бактериальным восстановительным процессам, значительно понижающим их содержание в осадках. Отмечено, однако, присутствие сульфатов в твердой фазе осадка за счет соосаждения с карбонатами или за счет ассоциации с глинистым материалом. Эти сульфаты при переходе в иловую воду становятся источником повышенных концентраций и соответственно дополнительных поступлений в восстановительный процесс (Остроумов, Волков, 1963).

Согласно табл. 1, общее содержание сульфатов в восстановленных осадках уменьшено и в тем большей степени, чем более активен процесс восстановления, т. е. в прибрежных осадках. Так, содержание сульфатов в осадках станций 6158, 6160, 6162 и 6163 падает до 0,03% (в расчете на иловую воду). В осадках станций 6164—6169 содержание сульфатов 0,10% или несколько ниже, в окисленных осадках (типа красных глин) — 0,15%. Осадки станций 6159 и 6161, будучи восстановленными, не обнаруживают закономерного уменьшения сульфатов, что связано с сильной «промываемостью» из-за наличия большого количества довольно грубого терригенного и вулканического материала.

Закономерности изменения концентрации сульфатов в осадках гораздо яснее проявляются при рассмотрении их распределения отдельно в иловых водах и в твердой фазе. Данные табл. 2 показывают, что восстановлению в первую очередь подвергаются сульфаты иловой воды, где содержание их в нижних горизонтах восстановленных осадков уменьшается до 0,002—0,004%. По сравнению с придонной водой (0,087%) или поверхностными слоями осадков концентрация серы сульфатов уменьшается в 30—40 раз, и иловые воды становятся практически бессульфатными. Обращает на себя внимание сравнительно высокое содержание сульфатов в твердой фазе прибрежных осадков, сопоставимое с содержанием восстановленных сульфатов. По-видимому, это объясняется их присутствием в

Формы соединений серы в осадках

Горизонт, см	Краткая характеристика осадков	Влаж- ность, %	S суль- фов, % от влаги	S, % от сухого вещества				$\Sigma S H_2 S$, %	Cорг, %	
				суль- фидная	свобод- ная	пирит- ная	органи- ческая			
Станция 6158, глубина 490 м (42°06',7 с.ш., 141°29',9 в. д.)										
0—2	Ил глинистый с при- месью алеврита, се- рый с зеленоватым оттенком	65,12	0,103	0,001	0,003	0,032	0,002	0,038	1,68	
3—5	То же, со слабыми примазками гидро- троилита	62,60	0,131	0,005	Н. о.	0,038	0,002	0,045	—	
15—20	Ил глинистый с при- месью алеврита и ку- сочков пемзы, серый с зеленоватым оттен- ком	52,45	0,122	0,002	0,004	0,116	0,002	0,124	1,09	
44—47	То же	60,80	0,114	0,002	0,003	0,346	0,053	0,404	1,73	
92—97	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттен- ком, с запахом H ₂ S	59,30	0,093	0,002	0,002	0,378	0,053	0,435	1,66	
150—160	То же	69,57	0,088	0,007	—	0,576	0,051	0,634	1,59	
225—235	» »	59,06	0,100	0,003	0,002	0,564	0,053	0,622	1,42	
290—300	» »	54,85	0,094	0,002	0,002	0,286	0,044	0,334	1,39	
405—420	Ил глинистый, очень плотный, серый с зе- леноватым оттенком	55,14	0,101	0,002	0,003	0,613	0,073	0,691	1,30	

Станция 6159, глубина 264 м (42°06',5 с. ш., 141°14',5 в. д.)

0—1	Песок и крупный але- врит (пемза) с при- месью глинистого ила, серого с зеле- новатым оттенком	45,70	0,107	Н. о.	0,002	0,023	0,024	0,049	0,52
9—15	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттен- ком с примесью алеоврита (пемза)	40,81	0,167	0,006	0,004	0,073	0,018	0,101	0,80
55—60	То же	40,33	0,103	0,001	0,001	0,227	0,034	0,263	0,57
130—140	» »	30,93	0,112	0,002	0,003	0,234	0,034	0,273	0,37
210—220	» »	29,11	0,173	0,004	0,005	0,252	0,035	0,296	0,42
262—270	» »	33,17	0,112	0,005	0,006	0,433	0,046	0,490	0,59

Станция 6160, глубина 1300 м (41°25',3 с. ш., 142°16',1 в. д.)

0—2	Ил глинистый с при- месью алеврита, се- рый с зеленомато- бурным оттенком	67,84	0,110	Н. о.	0,003	0,031	0,029	0,063	1,60
12—18	Ил глинистый, зелено- мато-серый, с запа- хом H_2S	58,05	0,134	0,007	0,004	0,767	0,083	0,861	1,65
50—60	Ил глинистый с при- месью алеврита, се- рый с зеленоватым оттенком	58,56	0,128	0,006	0,005	0,772	0,111	0,894	1,28
145—155	То же	54,01	0,092	0,008	0,005	0,914	0,101	1,028	0,99
260—272	» »	53,59	0,076	0,011	0,008	0,998	0,070	1,087	1,03
370—382	» »	53,17	0,031	0,013	0,012	0,837	0,121	0,933	1,06
515—525	» », очень плотный, вязкий	50,54	0,067	0,012	0,040	0,821	0,111	0,934	1,18

Таблица 1 (продолжение)

Горизонт, см	Краткая характеристика осадков	Влаж- ность, %	S суль- фатов, % от влаги	S, % от сухого вещества				$\Sigma \text{SH}_2\text{S}$, %	Сорг., %
				суль- фидная	свобод- ная	пирит- ная	органи- ческая		
630—646	То же	50,94	0,049	0,017	0,033	0,898	0,176	1,124	1,12
715—725	» »	48,14	0,027	0,012	0,008	0,978	0,116	1,114	1,63
790—800	» »	46,30	0,047	0,006	0,006	0,855	0,076	0,943	1,32

Станция 6161, глубина 2220 м (40°18',9 с. ш., 143°29',1 в. д.)

0—1	Ил глинистый, серый с зеленовато-бурым оттенком, со значительной примесью алеврита	58,29	0,127	Н. о.	—	0,025	0,016	0,041	1,03
45—55	Ил алеврито-глинистый, серый с зеленоватым оттенком	41,18	0,123	0,003	0,003	0,103	0,012	0,121	0,69
245—255	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком, с небольшой примесью алеврита	30,73	0,097	0,003	0,002	0,042	0,019	0,066	0,41
560—570	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком	37,85	0,149	0,004	0,014	0,317	0,052	0,387	0,71
700—710	То же	36,84	0,123	0,002	0,003	0,107	0,020	0,132	0,76

Станция 6162, глубина 4110 м (39°58',3 с. ш., 143°52',3 в. д.)

0—1	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком, сверху с пленкой буроватого ила	76,62	0,136	Н. о.	—	0,032	0,036	0,068	2,10
18—23	Ил глинистый, зеленовато-серый, с небольшой примесью алеврита темно-серого	70,98	0,118	0,003	0,005	0,145	0,031	0,184	1,54
90—100	Ил глинистый с примесью алеврита, серый с зеленоватым оттенком, с примазками гидротроилита	59,16	0,113	0,006	0,007	0,514	0,044	0,571	1,51
170—180	То же, с горизонта 120 см с запахом H_2S	52,73	0,098	0,006	0,005	0,547	0,038	0,596	1,31
310—320	То же	48,97	0,097	0,004	0,006	0,551	0,053	0,614	0,95
415—430	» »	50,71	0,086	0,011	0,011	0,601	0,095	0,718	1,19
550—560	» »	47,98	0,079	0,012	0,017	0,545	0,039	0,613	0,91

Станция 6163, глубина 7430 м (40°08',4 с. ш., 144°20',8 в. д.)

15—20	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком, очень тонкий	69,91	0,127	0,005	—	0,079	0,029	0,113	1,70
90—100	Ил глинистый, серый, с примазками гидротроилита	69,23	0,115	0,014	0,020	0,140	0,036	0,210	1,37
150—160	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком, с горизонта 120 см с запахом H_2S	65,27	0,084	0,004	0,009	0,181	0,031	0,225	1,16
200—210	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком, с примазками гидротроилита	47,94	0,086	0,005	0,014	0,448	0,040	0,507	0,78

Таблица 1 (продолжение)

Горизонт, см	Краткая характеристика осадков	Влаж- ность, %	Σ суль- фатов, % от влаги	S, % от сухого вещества				ΣSH ₂ S, %	Сорг, %
				суль- фидная	свобод- ная	пирит- ная	органи- ческая		
250—260	Алеврит с примесью серой глины	28,13	0,104	0,004	0,013	0,212	0,029	0,258	0,20
310—330	Ил глинистый, серый с зеленоватым от- тенком со значитель- ным количеством примазок гидротрои- лита	66,57	0,069	0,113	0,001	0,070	0,037	0,221	1,39
390—400	Ил глинистый, серый с зеленоватым от- тенком, комковатый, плотный	64,38	0,053	0,008	0,009	0,186	0,039	0,242	1,39
505—513	То же	62,46	0,052	0,007	—	0,346	0,046	0,399	1,26
55—570	» »	63,03	0,042	0,009	0,008	0,225	0,048	0,290	1,27

Станция 6164, глубина 5300 м (38°32',0 с. ш., 145°30',0 в. д.)

10—20	Ил глинистый, серый, с примазками гидро- троилита	65,77	0,140	Н. о.	—	0,113*		0,113	0,90
58—72	Ил глинистый, серый с зеленоватым от- тенком, с многочис- ленными примазками гидротроилита	57,42	0,138	0,005	0,004	0,090	—	0,099	0,82
125—135	То же	56,42	0,122	0,005	0,002	0,149	0,028	0,184	0,74
235—245	» »	55,82	0,132	0,007	0,003	0,154	0,026	0,190	0,52
340—348	Ил глинистый, зелено- вато-серый, тонкий, с примазками гидро- троилита	49,86	0,138	0,007	0,010	0,163	0,022	0,202	0,49
500—510	Ил глинистый, серый, плотный	56,37	0,116	0,009	0,007	0,196	—	0,212	0,61

Станция 6166, глубина 5740 м (36°00',5 с. ш., 147°02',2 в. д.)

5—20	Ил глинистый, желто- вато-серый, сверху буровато-коричне- вый	63,61	0,133	Н. о.	—	0,023*		0,023	0,69
35—50	Ил глинистый, серый с зеленоватым от- тенком	63,47	0,144	0,004	0,002	0,111	0,023	0,140	0,68
120—134	То же	60,34	0,118	0,006	0,004	0,129	0,023	0,162	0,62
185—200	» »	59,03	0,117	0,005	0,003	0,102	0,019	0,129	0,66
268—280	» »	50,24	0,131	0,002	0,001	0,060	0,016	0,079	0,30

Станция 6168, глубина 6030 м (36°12',3 с. ш., 149°48',1 в. д.)

47—60	Ил глинистый, серый с голубоватым от- тенком	62,91	0,134	0,003	0,001	0,016	0,014	0,034	0,55
75—81	То же	61,08	0,132	0,004	0,020	0,011	0,013	0,048	0,39
110—120	» »	55,98	0,143	0,004	0,001	0,015	0,014	0,034	0,41
180—190	Ил глинистый, серый с желтоватым оттен- ком	53,37	0,139	0,004	0,009	0,003	0,006	0,022	0,29
220—235	То же, с примесью алеврита	53,05	0,099	Н. о.	—	0,009*		0,009	0,13

Таблица 1 (продолжение)

Горизонт, см	Краткая характеристика ссадков	Влаж- ность, %	S суль- фатов, % от влаги	S, % от сухого вещества				$\Sigma \text{SH}_2\text{S}$, %	Cорг*, %
				суль- фидная	свобод- ная	пирит- ная	органи- ческая		

Станция 6169, глубина 5980 м (35°56',0 с. ш., 150°02',1 в. д.)

35—50	Ил глинистый, серый с зеленовато-буроватым оттенком	61,33	0,101	Н. о.	—	0,015*		0,015	0,35
55—70	Ил глинистый, серый с голубоватым оттенком, с примазками гидротроилита	62,72	0,092	0,007	0,004	0,004	0,012	0,027	0,46
103—118	То же	61,75	0,108	Н. о.	—	0,008	0,013	0,021	0,56
190—200	Ил глинистый, серый с желтоватым оттенком, с неоднородной окраской	54,61	0,135	Н. о.	—	0,008	0,008	0,016	0,36
270—280	Ил глинистый, серый с зеленовато-голубоватым оттенком, с примесью алевроита	55,06	0,088	Н. о.	—	0,021*		0,021	0,34
349—360	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком	55,06	0,113	Н. о.	—	0,009*		0,009	0,17

Станция 6171, глубина 6000 м (33°49',4 с. ш., 151°22',0 в. д.)

120—125	Ил глинистый, серый, с микровключениями гидротроилита	65,80	0,128	0,007	<0,001	0,014	0,013	0,035	0,47
160—170	То же	63,70	0,134	0,008	0,002	0,017	0,012	0,039	0,48
210—220	Ил глинистый, серый, комковатый, плотный, содержит гидротроилит	60,07	0,119	Н. о.	—	0,019*	—	0,019	0,38
240—250	То же	61,80	0,125	Н. о.	—	0,015*	—	0,015	0,57

Станция 6183, глубина 4660 м (28°08',1 с. ш., 133°27',4 в. д.)

415—425	Ил глинистый, серый, очень тонкий	52,54	0,123	Н. о.	—	0,012*	—	0,012	0,46
440—450	То же	51,46	0,093	—	—	0,015*	—	0,015	0,48
462—471	» »	46,02	0,102	—	—	0,032*	—	0,032	0,40
495—505	» »	53,15	0,106	Н. о.	—	0,016*	—	0,016	0,25

Станция 6184, глубина 5665 м (29°08',4 с. ш., 131°56',7 в. д.)

0—1	Ил глинистый, зеленовато-бурый, с примесью алевроита	61,57	0,101	—	—	0,019*	—	0,019	0,45
20—30	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком, с точечными включениями гидротроилита	59,98	0,112	0,004	0,002	0,133	0,028	0,167	1,15
50—60	То же	56,80	0,136	0,006	0,003	0,144	0,033	0,186	1,05
150—160	» »	54,67	0,114	0,004	0,002	0,168	0,028	0,202	1,00
250—260	» »	51,69	0,115	0,004	0,001	0,167	0,028	0,200	0,97
345—355	» »	46,59	0,111	0,005	0,002	0,158	0,027	0,192	0,79
360—370	Ил глинисто-алевритовый, серый, с зеленоватым оттенком	38,08	0,099	0,003	0,001	0,167	0,026	0,197	0,48

Таблица 1 (окончание)

Горизонт, см	Краткая характеристика осадков	Влаж- ность, %	S суль- фатов, % от влаги	S, % от сухого вещества				ΣS_{H_2S} , %	C _{орг.} %
				суль- фидная	свобод- ная	пирит- ная	органи- ческая		
Станция 6186, глубина 4120 м (30°29',2 с. ш., 137°18',1 в. д.)									
0—1	Ил глинистый, корич- невый с оливковым оттенком	66,38	0,108	—	—	0,030*	—	0,030	0,50
80—90	Ил глинистый, серый с редкими примазка- ми гидротроилита	58,05	0,102	0,004	0,002	0,050	0,023	0,079	0,67
160—170	То же	55,39	0,104	0,004	0,002	0,092	0,018	0,116	0,64
250—260	» »	56,40	0,102	0,006	0,003	0,311	0,048	0,368	0,91
334—342	» »	54,55	0,097	0,005	0,003	0,175	0,030	0,213	0,62
425—435	Ил глинистый, серый, с микровключениями гидротроилита	55,52	0,088	0,004	0,005	0,227	0,031	0,267	0,65
530—540	То же	53,71	0,096	0,004	0,003	0,148	0,022	0,177	0,59
640—650	» »	50,54	0,090	0,005	0,002	0,173	0,027	0,207	0,53
735—743	» »	50,84	0,082	0,004	0,003	0,243	0,032	0,282	0,58

* Дана сумма свободной пиритной и органической серы

составе пемзы, пеплов, которыми изобилуют осадки прибрежной части океана в изученном районе.

Как видно из полученных данных (см. табл. 1), сумма производных сероводорода значительно превосходит содержание сульфатов в осадках. Процесс восстановления сульфатов и образования сероводорода поддерживается за счет диффузии сульфатов из более высоких горизонтов, контактирующих с придонной водой. В противном случае процесс восстановления должен был бы прекратиться или переместиться ближе к поверхности осадков, однако этому препятствует кислород, содержащийся в океанской воде. К верхней границе восстановленных осадков увеличивается содержание сульфатов (табл. 2, фиг. 1), при этом, как это видно на примере станций 6158—6160 и в меньшей степени станций 6166, 6168, в восстановленном слое осадков, граничащим с окисленным, содержание сульфатов даже несколько выше, чем в самом окисленном слое осадков. В этом случае источником дополнительных количеств сульфатов могут служить восстановленные формы серы — производные сероводорода, которые в этом слое могут бактериально или химически окисляться до сульфатов. Это явление описано также для осадков некоторых впадин южнее Калифорнии, где содержание сульфатов на отдельных горизонтах колонки становится выше, чем в наддонной морской воде (Karlan a. oth., 1963). Обогащение этих сульфатов легким изотопом серы (S^{32}) подтверждает предположение об их образовании за счет окисления сульфидов.

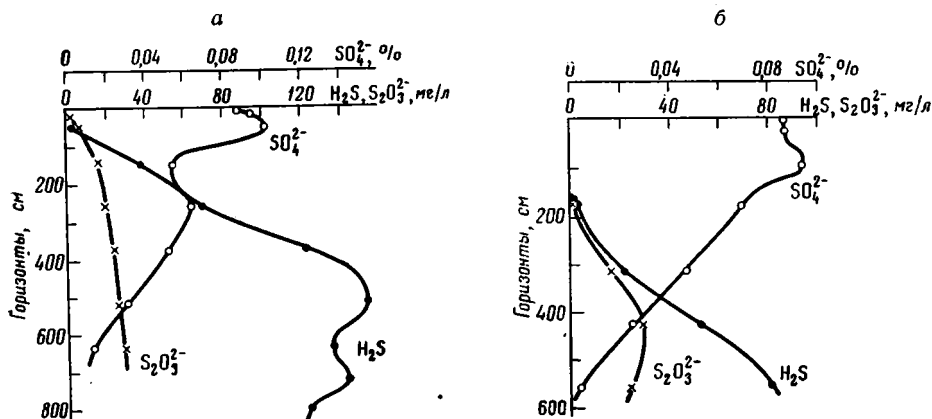
Характер распределения сульфатов в осадках изученного района подтверждает уже известные общие закономерности поведения сульфатов в восстановленных осадках Тихого океана (Остроумов, Волков, 1970) и восстановленных осадках морей вообще (Шишкина, 1957; Остроумов, Волков, 1964).

Свободный сероводород обнаружен в осадках Японской впадины и примыкающей к ней области берегового склона (станции 6158, 6160, 6162, 6163). В этих же осадках встречены тиосульфаты, образующиеся при окислении сероводорода и являющиеся его постоянными спутниками. Наиболее высокое содержание свободного сероводорода определено на станции 6160 (более 150 мг/л в расчете на иловую воду) (фиг. 1). Подобное содержание сероводорода выше, чем в осадках Черного моря, где максимальные величины, как правило, менее 100 мг/л. Это весьма неожиданный факт, если учесть, что столь высокие концентрации свобод-

№ станции	Горизонт, см	Влажность, %	S сульфатов, %		
			иловая вода	в осадке в расчете на влагу	в твердой фазе осадков (по расчету)
6158	0—2	65,12	0,086	0,103	0,032
6158	15—20	52,45	0,084	0,122	0,042
6158	44—47	60,80	0,081	0,114	0,051
6158	92—97	59,30	0,082	0,093	0,046
6158	150—160	69,57	0,077	0,083	0,044
6158	225—235	56,09	0,074	0,100	0,033
6158	290—300	54,85	0,076	0,094	0,022
6158	405—420	55,14	0,067	0,101	0,042
6160	0—2	67,84	0,087	0,110	0,049
6160	12—18	58,05	0,093	0,134	0,057
6160	50—60	58,56	0,102	0,128	0,037
6160	145—155	54,01	0,054	0,092	0,045
6160	260—272	53,59	0,066	0,076	0,042
6160	370—382	53,17	0,052	0,081	0,033
6160	515—525	50,54	0,027	0,067	0,031
6160	630—646	50,94	0,013	0,049	0,037
6162	0—4	76,62	0,086	0,136	0,165
6162	18—23	70,98	0,086	0,118	0,078
6162	90—100	59,16	0,093	0,113	0,030
6162	170—180	52,73	0,069	0,098	0,032
6162	310—320	48,97	0,046	0,097	0,049
6162	415—430	50,71	0,025	0,086	0,062
6162	550—560	47,98	0,004	0,079	0,069
6163	0—1	78,86	0,085	—	—
6163	15—20	69,91	0,086	0,127	0,095
6163	90—100	69,23	0,066	0,115	0,111
6163	150—160	65,27	0,047	0,084	0,069
6163	200—210	47,94	0,033	0,086	0,049
6163	250—260	28,13	—	0,104	—
6163	310—330	66,57	0,019	0,069	0,100
6163	390—400	64,38	0,003	0,053	0,090
6163	505—513	62,46	0,002	0,052	0,083
6163	555—570	63,03	0,003	0,042	0,068
6175	1—5	53,23	0,085	0,166	0,092
6175	50—60	49,30	0,089	0,148	0,057
6175	150—160	52,30	0,105	0,186	0,088
6175	340—350	51,70	0,082	0,158	0,082
6175	410—420	51,00	0,080	0,137	0,060
6175	510—520	54,50	0,105	0,166	0,073

* Краткое описание осадков станций 6158, 6160, 6162, 6163 приведено в табл. 1, осадки станции 6175 — глубоководная красная глина.

ного сероводорода обнаружены в осадках нормально аэрируемого бассейна. Распределение свободного сероводорода в осадках изученного района более подробно разобрано в специальной статье (Розанов и др., 1971). Здесь же следует ограничиться замечанием о том, что накопление свободного сероводорода объясняется замедленным его расходом на образование сульфидов железа, которые составляют подавляющую часть восстановленных форм серы. В сульфиды связывается в первую очередь реакционноспособное железо, представленное в основном гидроокисными формами. Определение реакционноспособного железа в осадках прибрежной части Тихого океана показало весьма низкое его содержание по сравнению с таковым, например, черноморских осадков (в несколько раз ниже) (Розанов и др., 1972). Вследствие этого происходит достаточно полное связывание гидроокисных форм железа в сульфиды. После того как этот источник железа исчерпан, происходит накопление свободного сероводорода в осадках. Примером экстремально высокого накопления свободно-



Фиг. 1. Распределение свободного H_2S , сульфатов и тиосульфатов в иловых водах осадков со станций 6160 (а) и 6162 (б)

го сероводорода вследствие пониженного содержания реакционноспособного железа и являются рассматриваемые осадки.

Изучение тиосульфатов в иловых водах подтверждает их прямую связь с сероводородом. Небольшие количества $S_2O_3^{2-}$ присутствуют в восстановленных илах, не содержащих сероводорода, но примыкающих к слоям с сероводородом. Однако в илах с высоким содержанием свободного H_2S концентрации $S_2O_3^{2-}$ резко возрастают и в присутствии сероводорода остаются неизменно высокими (фиг. 1).

Сульфидная сера — продукт взаимодействия сероводорода, выделяющегося при восстановлении сульфатов, с реакционноспособными формами металлов, главным образом железом. Следует отметить еще один источник дополнительного поступления железа. Речь идет об извлечении железа из тех минералов, в которых оно в соответствии с принятой методикой классифицируется как «обломочное» (Страхов, Залманзон, 1955). Возможность извлечения железа из глинистых минералов в сероводородной среде отмечена Д. Каэрл (Cargoll, 1958). При рассмотрении реакционноспособного железа в осадках, затронутых процессом восстановления сульфатов, мы также обращаем внимание на повышение его содержания за счет сульфидных форм (Розанов и др., 1972). Нельзя сбрасывать со счета и возможность миграции сероводорода в соседние горизонты осадка с более высоким значением окислительно-восстановительного потенциала и, наоборот, встречной миграции реакционноспособного железа в область, где идет восстановление сульфатов. Эти процессы также могут давать дополнительное количество сульфидов.

При достаточном количестве реакционноспособного железа весь образующийся сероводород, какой бы высокой ни была активность процесса восстановления сульфатов, связывается в моносulfид железа — гидротроилит, который в свою очередь превращается в пирит. На какой стадии остановится процесс превращения восстановленных форм серы, зависит от содержания всех компонентов ряда последовательных реакций. Мы уже отметили, что при недостатке реакционноспособного железа будет накапливаться свободный H_2S . В случае достаточного количества железа будет накапливаться гидротроилит, если переход его в пирит замедлен. Задержка перехода моносulfида в дисulfид — пирит связана с отсутствием достаточного количества свободной серы, донором которой опять-таки является свободный H_2S . Распределение пирита мы рассмотрим ниже. Здесь же речь будет идти о сульфиде, растворимых в разбавленной HCl .

В самом поверхностном слое осадков сульфидная сера или совсем отсутствует, или присутствует в очень незначительных количествах поряд-

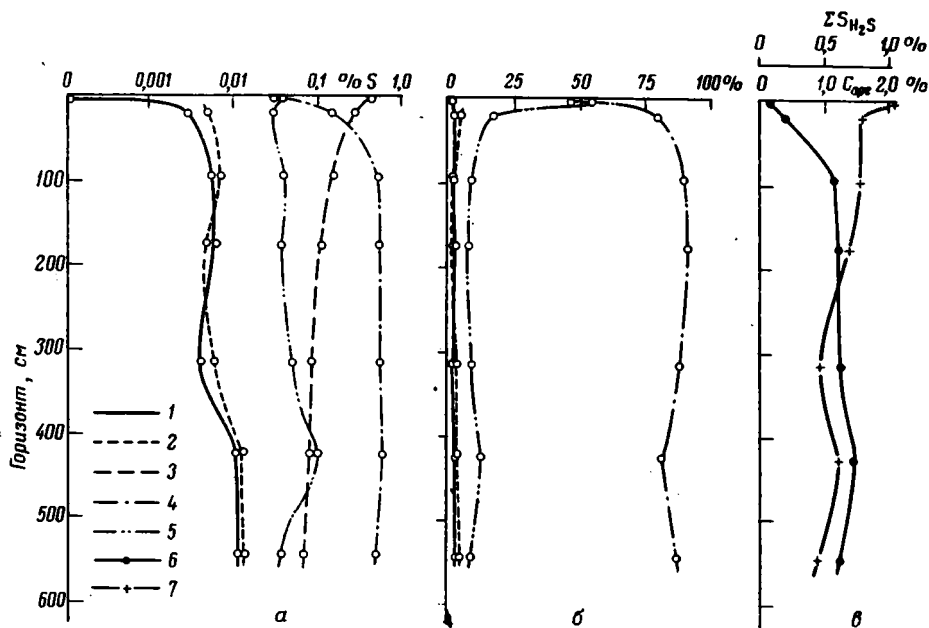
ка 0,001 % (станция 6158). Содержание сульфидной серы в толще восстановленных осадков не более 0,01 %. В прибрежных осадках (станции 6158—6164) оно несколько выше (0,017 % на станции 6160), по мере удаления в пелагическую область содержание сульфидов понижается (0,001—0,003 %). Лишь на станции 6163 содержание сульфидной серы на горизонте 310—330 см 0,113 %. На этом горизонте встречаются многочисленные примазки гидротроилита. Такое же и даже более высокое содержание сульфидной серы (до 0,14 %) отмечено Э. А. Остроумовым и В. М. Шиловым (1956₂) в осадках Курило-Камчатского желоба.

Свободная сера обнаруживается в восстановленных осадках изученного района в количествах, не превышающих 0,01 %. Лишь в осадках, содержащих свободный H_2S , концентрация свободной серы несколько возрастает (на станции 6160 до 0,04 %). Свободная сера — продукт окисления сульфидных ионов. Независимо от механизма окисления (биогенный или абиогенный — мы не имеем данных для суждения об этом) образующаяся свободная сера является лабильной частью производных сероводорода, способной к превращениям в более устойчивые формы, такие, как органические производные серы или пирит.

Как показано на примере Черного моря (Волков, 1961₂) способность осадков к образованию пирита определяется соотношением содержания свободной и сульфидной серы. Если свободной серы достаточно, то присутствующий в осадке гидротроилит будет присоединять ее и превращаться в пирит. По данным И. И. Волкова, при $S_{своб}/S_{гидротр} = 1,5—2,0$ в пирит переходит до 90 % серы, первоначально связанной с железом в виде гидротроилита. В рассматриваемых осадках, как правило, $S_{своб}/S_{сульфидн} \approx 1$, что, по-видимому, также благоприятствует образованию пирита. Напротив, в указанном ранее горизонте станции 6163 с повышенным содержанием сульфидной серы свободная сера практически отсутствует, что делает пиритизацию невозможной и приводит к накоплению гидротроилита.

Пирит — доминирующая форма серы в восстановленных осадках северо-западной части Тихого океана, как и везде, где в осадках развит сульфатредуцирующий процесс. Пирит наиболее стабилен среди низкотемпературных сульфидов железа и может рассматриваться как конечное звено в цепочке превращений сульфидной серы в осадках. Максимальные содержания пиритной серы наблюдаются в осадках прибрежной зоны (на станции 6160 до 1 %). В открытой части океана по мере затухания процесса восстановления сульфатов количество пирита уменьшается (станция 6164—0,026 %; станция 6171—0,013 %), и, наконец, пирит исчезает совсем (станция 6172), поскольку, начиная с этой станции, процесс восстановления SO_4^{2-} отсутствует. В восстановленных осадках (станции 6158—6161) пирит встречается в поверхностном слое в количествах 0,02—0,03 %. В глубине осадка его содержание по мере развития процесса восстановления сульфатов значительно возрастает и далее в изученной толще держится на постоянном уровне или подвержено некоторым колебаниям. В осадках переходной зоны океана пирит в поверхностном слое не обнаружен, он появляется в подповерхностных горизонтах.

Органическая сера включает в себя те наиболее устойчивые производные сероводорода, которые не подвергаются разложению в разбавленных кислотах (HCl и HNO_3) и не экстрагируются из осадка ацетоном. По мнению Э. А. Остроумова (1953), эти соединения образуются при взаимодействии свободной серы, производной сероводорода, с органическим веществом при его метаморфизации. Содержание органической серы в восстановленных осадках прибрежной зоны до 0,12 % (0,121 % на станции 6160), однако, как правило, оно менее 0,1 %. В восстановленных осадках переходной зоны содержание органической серы менее 0,05 %. Следует заметить, что в верхних слоях осадка органическая сера может иметь первичную биогенную природу, т. е. попадать туда в составе



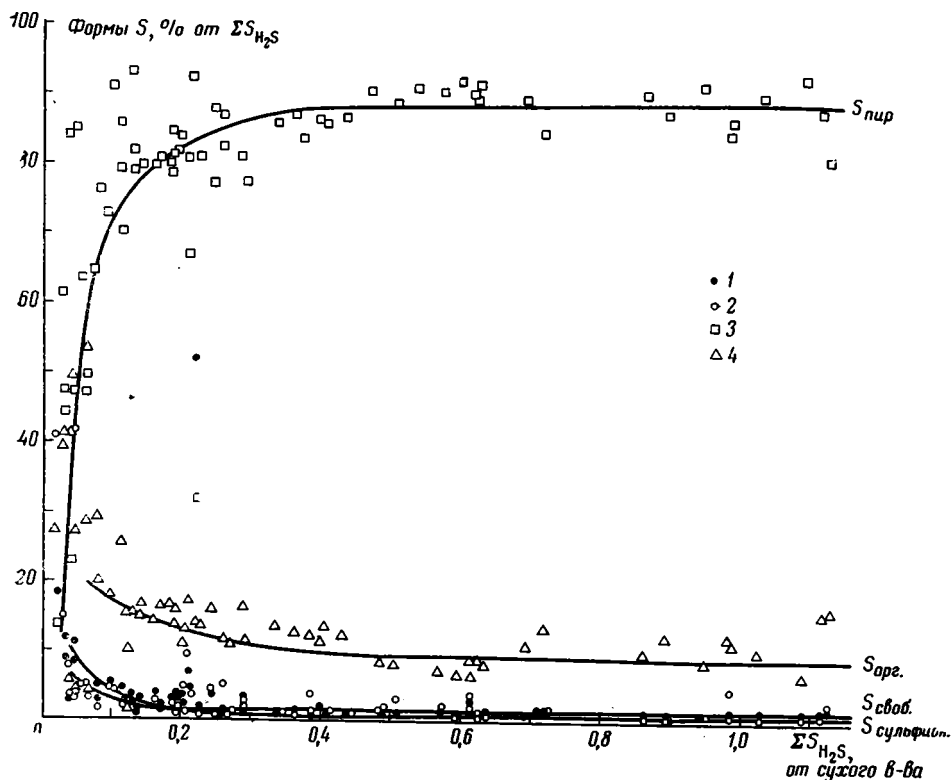
Фиг. 2. Распределение соединений серы в осадках станции 6162 по вертикали (в расчете на S, %)
 1 — сульфиды; 2 — свободная сера; 3 — сульфаты; 4 — пирит; 5 — органическая сера.
а — содержание соединений серы, % от сухого вещества осадка (логарифмическая шкала);
б — содержание соединений серы, % от суммы производных сероводорода ($\Sigma S_{H_2S} = 100\%$);
в — емкость процесса восстановления (ΣS_{H_2S}) (*б*) и содержание органического вещества (*в*) ($C_{орг}$).

метаморфизованного органического вещества. Вследствие в общем невысоких концентраций $C_{орг}$ в осадках изученного района содержание такой органической серы не может быть значительным.

Представление о распределении отдельных форм серы и соотношении между ними дает фиг. 2, на которой содержание этих форм в толще осадков станции 6162 приведено в логарифмической шкале и в относительных процентах от ΣS_{H_2S} .

Рассмотрение распределения отдельных форм серы в осадках приводит к выводу, что основная часть (как правило, более 0,9) восстановленных соединений серы приходится на долю пирита и в меньшей степени органической серы. Это иллюстрируется фиг. 3, на которой изображена зависимость относительного содержания сульфидной, свободной, органической и пиритной серы (% от их суммы) от величины этой суммы (ΣS_{H_2S}) для всех исследованных проб. Только при малой емкости процесса восстановления сульфатов ($\Sigma S_{H_2S} < 0,1\%$) относительные содержания сульфидной и свободной серы соизмеримы с содержанием пиритной серы. При достаточно развитом процессе восстановления ($\Sigma S_{H_2S} > 0,1\%$) среди этих форм преобладает пиритная сера. Единственным исключением, о котором ранее уже говорилось, является промежуточный горизонт (310—330 см) станции 6163, где более половины восстановленных форм серы представлено гидротроилитом ($\Sigma S_{H_2S} = 0,221\%$). По-видимому, этот единственный в своем роде факт не может изменить основного вывода о том, что условия в рассматриваемых тихоокеанских осадках способствуют практически полному переходу восстановленных форм серы в пирит.

Мы не обнаруживаем в заметных количествах форм серы, которые являются промежуточными продуктами преобразования сероводорода в пирит, а именно гидротроилита и свободной серы. В этих осадках не создается условий для накопления этих форм, как это имеет место в не-



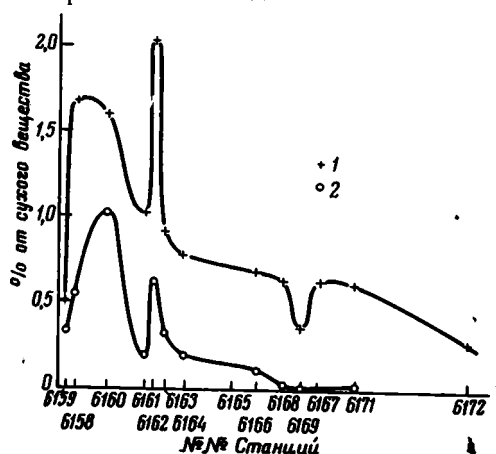
Фиг. 3. Зависимость содержания отдельных форм серы (% от суммы производных сероводорода — ΣS_{H_2S}) от величины этой суммы (% от сухого вещества осадка) для всех изученных осадков
1 — сульфиды; 2 — свободная сера; 3 — пирит; 4 — органическая сера

которых случаях в черноморских осадках (Волков, 1961, 1964). В связи с этим следует обратить внимание на почти полное совпадение фигур 2, 6 и 3. Это совпадение еще раз подтверждает тот факт, что при достаточно высокой емкости процесса восстановления сульфатов соотношение между восстановленными соединениями серы постоянно (оно практически смещено в сторону пирита) независимо от местонахождения осадков. С другой стороны, эти соотношения справедливы и при малой емкости процесса сульфатредукции для верхних горизонтов восстановленных осадков, где сульфатредуцирующий интенсивный процесс только начинается, и для переходных осадков, более удаленных в открытую часть океана, где емкость процесса восстановления сульфатов вообще мала.

Мы до сих пор не можем с достоверностью сказать, каков механизм образования пирита в современных осадках. Однако речь может идти, как нам кажется, о двух возможных путях пиритизации.

Первый путь — уже упоминавшееся взаимодействие моносulfида или любого другого промежуточного sulfида железа и свободной серы. Этот путь, проверенный в лабораторных условиях (Остроумов, 1953; Волков, 1961₂), наиболее вероятен. Для его осуществления необходимы по крайней мере несколько условий, к числу которых следует отнести наличие достаточно высокой генерации сероводорода за счет восстановления сульфатов, а также наличие окислителя, способного окислять сульфидные ионы до свободной серы. Источником железа может служить реакционноспособное железо, всегда присутствующее в океанских осадках (Розанов и др., 1972). В качестве биогенного окислителя могут выступать серные бактерии, абиогенным окислителем могут быть ионы Fe^{3+} , присутствующие в микровключениях ила или в «обломочных» минералах.

Второй путь образования пирита — непосредственное взаимодействие ионов железа и сероводорода. Этот путь, получивший экспериментальную проверку в опытах Г. Розенталя (Rosenthal, 1956), которые, правда, не были подтверждены (Berger, 1964), для своего осуществления также требует избытка сероводорода. Высокая восстановительная емкость рассматриваемых осадков делает возможным осуществление обоих вариантов превращений, что и подтверждается высоким содержанием пиритной серы.



Фиг. 4. Зависимость средней емкости восстановления (ΣS_{H_2S}) в колонках от содержания органического вещества (C_{org}) в поверхностном слое осадков

1 — C_{org} ; 2 — ΣS_{H_2S}

ходят на поверхность дна (станции 6158—6162). Но уже в глубоководных осадках дна Японского желоба (станция 6163) и в прилегающих к нему осадках ложа океана восстановительный процесс начинается под слоем окисленных осадков, содержащих Fe^{3+} и Mn^{4+} в реакционноспособной форме. Причем мощность поверхностного окисленного слоя возрастает от нескольких сантиметров (станция 6163) до более метра (станция 6171). В осадках открытого океана, лежащих за пределами станции 6171 (около 500 миль от побережья Японии), восстановленные формы серы в пределах исследованной осадочной толщи не обнаруживаются.

Осадки материкового склона и дна Японского желоба содержат свободный сероводород. В этих осадках емкость процесса восстановления сульфатов, оцениваемая по сумме производных сероводорода, максимальна ($\Sigma S_{H_2S} = 1,124\%$ на станции 6160; горизонт 630—646 см). По мере удаления от берега емкость восстановления убывает: в осадках станции 6171 максимальная сумма производных сероводорода составляет лишь 0,039% (горизонт 160—170 см).

Мощность слоя восстановленных осадков при переходе в открытую часть океана заметно уменьшается: если в пределах материкового склона слой восстановленных осадков превосходит длину полученных колонок (на станции 6160 длина зерна достигает 8 м), то на станции 6171 мощность слоя, охваченного сульфатредуцирующим процессом и содержащего сульфидную серу, составляет немногим более 1 м (горизонт 120—250 см), причем выше и ниже этого слоя сульфидная сера в осадках не обнаружена. В осадках станции 6172 и следующих, расположенных еще дальше от берега, восстановленные формы серы не обнаружены вообще.

Емкость процесса восстановления сульфатов в рассматриваемых условиях зависит в первую очередь от содержания органического вещества. В этом отношении корреляционный график (фиг. 4), представляю-

В работе Э. А. Остроумова и И. И. Волкова (1970) дана схема распределения окисленного слоя, слоя восстановления сульфатов и слоя, где присутствует свободный сероводород, в осадках Курило-Камчатского глубоководного желоба в сторону открытого океана. Разрез через Японский глубоководный желоб, выполненный в 46-й рейсе «Витязя», дает несколько более широкую за счет ряда прибрежных станций материкового склона, но в общих чертах очень похожую картину окислительно-восстановительной обстановки в тихоокеанских осадках. В пределах континентального склона восстановленные осадки, содержащие пирит, вы-

ходят на поверхность дна (станции 6158—6162). Но уже в глубоководных осадках дна Японского желоба (станция 6163) и в прилегающих к нему осадках ложа океана восстановительный процесс начинается под слоем окисленных осадков, содержащих Fe^{3+} и Mn^{4+} в реакционноспособной форме. Причем мощность поверхностного окисленного слоя возрастает от нескольких сантиметров (станция 6163) до более метра (станция 6171). В осадках открытого океана, лежащих за пределами станции 6171 (около 500 миль от побережья Японии), восстановленные формы серы в пределах исследованной осадочной толщи не обнаруживаются.

Осадки материкового склона и дна Японского желоба содержат свободный сероводород. В этих осадках емкость процесса восстановления сульфатов, оцениваемая по сумме производных сероводорода, максимальна ($\Sigma S_{H_2S} = 1,124\%$ на станции 6160; горизонт 630—646 см). По мере удаления от берега емкость восстановления убывает: в осадках станции 6171 максимальная сумма производных сероводорода составляет лишь 0,039% (горизонт 160—170 см).

Мощность слоя восстановленных осадков при переходе в открытую часть океана заметно уменьшается: если в пределах материкового склона слой восстановленных осадков превосходит длину полученных колонок (на станции 6160 длина зерна достигает 8 м), то на станции 6171 мощность слоя, охваченного сульфатредуцирующим процессом и содержащего сульфидную серу, составляет немногим более 1 м (горизонт 120—250 см), причем выше и ниже этого слоя сульфидная сера в осадках не обнаружена. В осадках станции 6172 и следующих, расположенных еще дальше от берега, восстановленные формы серы не обнаружены вообще.

Емкость процесса восстановления сульфатов в рассматриваемых условиях зависит в первую очередь от содержания органического вещества. В этом отношении корреляционный график (фиг. 4), представляю-

щий зависимость средней емкости восстановления сульфатов в колонках осадков от содержания органического вещества ($C_{орг}$) в поверхностном слое, не требует дополнительных пояснений. Зависимость содержания восстановленных форм серы от $C_{орг}$ не всегда имеет характер прямого соотношения, как это показано на примере черноморских осадков (Волков, 1961, 2). Различная степень метаморфизации органического вещества и разница в качественном составе при одной и той же суммарной величине $C_{орг}$ могут быть причиной его неодинаковой восстановительной способности. В рассматриваемых тихоокеанских осадках эти различия, по-видимому, элиминированы географической близостью станций и, следовательно, близким составом осаждающегося органического вещества.

В связи со сказанным ранее об ограниченном содержании в осадках реакционноспособного железа уместно отметить, что емкость процесса восстановления сульфатов (ΣS_{H_2S}) зависит не только от наличия непосредственных компонентов восстановительного процесса (органическое вещество, сульфаты, сульфатредуцирующие бактерии), но и от возможности связывания образующегося сероводорода в сульфиды. В одних случаях в прибрежных осадках максимальная емкость достигается быстрым и полным связыванием реакционноспособного железа. Избыточный свободный сероводород, мигрируя по колонке, сглаживает неоднородность восстановительного процесса по отдельным горизонтам. В других случаях восстановительный процесс затухает вследствие недостаточного количества пригодного для жизнедеятельности бактерий органического вещества. При этом количество сульфатредуцирующих бактерий быстро уменьшается с углублением в толщу осадков, в связи с чем и процесс восстановления сульфатов протекает слабо.

Вертикальное изменение емкости восстановительного процесса по сумме производных сероводорода (ΣS_{H_2S}) в толще прибрежных осадков обнаруживает большое сходство во всех исследованных колонках. Различия состоят в количестве производных сероводорода. Общий ход их изменения, включая соотношение между различными формами серы, одинаков. Производные сероводорода обнаруживаются в подповерхностных горизонтах; емкость восстановления быстро достигает максимальных значений, которые с небольшими колебаниями сохраняются и в более глубоких горизонтах (в пределах изученной мощности колонок, т. е. до 8 м). Распределение $C_{орг}$, как правило, носит обратный характер, т. е. имеет место его уменьшение в подповерхностных горизонтах, а ниже по колонке содержание $C_{орг}$ либо остается постоянным, либо несколько уменьшается с глубиной. Иллюстрацией этого служит фиг. 2.

Практически ΣS_{H_2S} по вертикали колонок перестает закономерно увеличиваться с появлением свободного H_2S в осадках. Наступает своеобразное «насыщение» осадков сероводородом (Волков, Пилипчук, 1966; Волков, Тихомирова, 1966). В осадках станций материкового склона (6158, 6160, 6162) и Японского желоба (станция 6163), содержащих 1—2% $C_{орг}$, емкость восстановительного сульфатредуцирующего процесса превышает возможности осадков связать весь образующийся сероводород, и содержание ΣS_{H_2S} в этом случае определяется не интенсивностью процесса восстановления сульфатов, а способностью осадков взаимодействовать с H_2S с образованием стабильных в восстановленных условиях соединений серы. В первую очередь величина ΣS_{H_2S} в таких случаях определяется количеством реакционноспособных соединений железа в осадках. Именно недостаток реакционноспособного железа в прибрежных осадках при очень высоких концентрациях свободного H_2S не приводит к более высокому накоплению сульфидов железа и ΣS_{H_2S} .

Обратная картина наблюдается в осадках переходной зоны океана (станция 6164—6171), содержащих 0,5—0,7% $C_{орг}$. Здесь величина ΣS_{H_2S} определяется только общей емкостью восстановительного сульфат-

редуцирующего процесса, который в этих осадках ослаблен (и ослабляется все больше по мере удаления в океан) из-за уменьшения содержания органического вещества и его большей минерализации еще в водной толще перед поступлением в донные отложения. Сами же осадки переходной зоны обладают потенциальной возможностью связать значительно большие количества сероводорода.

В пелагических осадках океана (станции 6172 и далее), представленных в этом районе красными глубоководными глинами, сульфатредуцирующий процесс отсутствует. В колонках осадков красных глин не проявляются заметно даже процессы восстановления Mn^{4+} и Fe^{3+} , которые всегда предшествуют сульфатредуцирующему процессу. Причина этого — низкое содержание (0,3—0,5% $C_{орг}$) органического вещества в осадках, которое к тому же в сильной мере минерализовано.

ЛИТЕРАТУРА

- Волков И. И. Определение различных форм соединений серы в морских осадках.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1959, т. 33.
- Волков И. И. О свободном сероводороде и некоторых продуктах его превращений в осадках Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1961, т. 50.
- Волков И. И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращение в осадках Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1961, т. 50.
- Волков И. И. Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в осадках Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1964, т. 67.
- Волков И. И., Пилипчук М. Ф. Соединения серы в осадках кислородной зоны Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1.
- Волков И. И., Тихомирова А. А. Формы железа в донных отложениях кислородной зоны Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4.
- Лисицына Н. А., Дворецкая О. А. Литологический профиль через северо-западную котловину Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1953, т. 7.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. Сульфаты морских иловых отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 3.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. Сульфаты в донных отложениях Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1964, т. 67.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. Соединения серы в осадках Тихого океана.— В кн.: Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2, М., «Наука», 1970.
- Остроумов Э. А., Фомина Л. С. О формах соединений серы в донных отложениях северо-западной части Тихого океана.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1960, т. 32.
- Остроумов Э. А., Шилов В. М. Сернистое железо и сероводород в донных отложениях северо-западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 3.
- Остроумов Э. А., Шилов В. М. Распределение сернистого железа и сероводорода в отложениях глубоководных впадин северо-западной части Тихого океана.— Геохимия, 1956, № 7.
- Остроумов Э. А., Шилов В. М. Распределение сернистого железа и сероводорода в донных отложениях северо-западной части Тихого океана.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1958, т. 27.
- Розанов А. Г., Волков И. И., Жабина Н. Н., Ягодинская Т. А. Сероводород в осадках континентального склона северо-западной части Тихого океана.— Геохимия, 1971, № 5.
- Розанов А. Г., Соколов В. С., Волков И. И. Формы железа и марганца в тихоокеанских осадках к востоку от Японии.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Формы железа в осадочных породах и их значение для литологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1.
- Шишкина О. В. Иловые воды Тихого океана и прилегающих морей.— Докл. АН СССР, 1957, т. 112, № 3.
- Berner R. A. Iron sulfides formed from aqueous solution of low temperatures and atmospheric pressure.— J. Geol., 1964, v. 72, № 3.
- Carroll D. Role of clay minerals in the transportation of iron.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, v. 14, № 1.
- Kaplan I. R., Emery K. O., Rittenberg S. C. The distribution and isotopic abundance of sulphur in recent marine sediments off southern California.— Geochim. et cosmochim. acta, 1963, v. 27, № 4.
- Rosenthal G. Versuche zur Darstellung von Markasit, Pirit und Magnetkies aus wäßrigen Lösungen bei Zimmertemperatur. Heidelberger Beitr.— Mineral und Petrograph., 1956, Bd. 5, № 2.

УДК 551.35 : 550.4 (235)

БАЛАНС РЕДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОСАДКАХ ТИХОГО ОКЕАНА

Н. М. СТРАХОВ

Предложен метод расчета редукционного баланса, который затем применен к профилю 46-го рейса «Витязя» в 1969 г. и ко всей площади Тихого океана.

1. ЗАДАЧИ И МЕТОДИКА РАБОТЫ

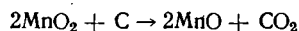
Еще в 1953 г. автор этих строк отметил, что как только в осадках возникает восстановительная зона, сейчас же между нею и наддонной водой устанавливается своеобразный «обмен веществ»: из воды поступает в илы O_2 и SO_4^{2-} , из илов в наддонную воду — HCO_3 , CH_4 , NH_3 , SiO_2 и другие компоненты. Движущей силой обмена являются редукционные процессы, протекающие в илах, и отчасти растворение некоторых твердых фаз, выделенных в осадок биогенно из ненасыщенного их раствора в наддонной воде (например, SiO_2 , $MgCO_3$, $SrCO_3$ и др.).

«Обмен веществ» между осадками и водой является твердо установленным фактом. Но он известен пока только как таковой, т. е. качественно: количество веществ, участвующее в обмене, его баланс, пока не изучены. Недостаточно выяснена и мощность осадка, участвующая в обмене веществ, и это большой пробел в познании диагенеза. Задача настоящего сообщения — восполнить в известной степени этот пробел. Путь к решению ее два: 1) составление баланса редукционных процессов, происходящих в диагенезе осадков; 2) сопоставление изменений в твердой фазе осадков и в их иловой воде, происходящих под влиянием редукционных процессов на разных уровнях колонок.

2. ПОНЯТИЕ О БАЛАНСЕ РЕДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ, ЕГО ВЫЧИСЛЕНИИ И СПОСОБЕ ВЫРАЖЕНИЯ

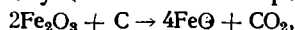
Под балансом редукционных процессов автор понимает расчет количеств веществ, претерпевающих редукцию в диагенезе осадков, и сопоставление их с массой органического вещества, пошедшего на восстановительные процессы.

Компонентами, подверженными редукции, являются в илах Mn^{4+} , Fe^{3+} , SO_4^{2-} . Поступивший в осадок четырехвалентный Mn (в виде MnO_2 , грубо говоря) превращается в двухвалентный по формуле:



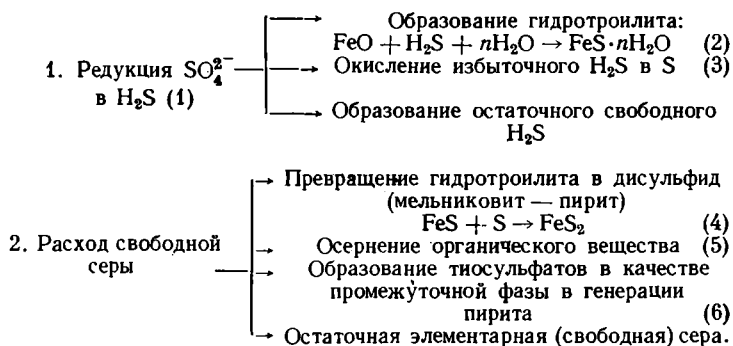
Из формулы следует, что для возникновения 1 г закисного Mn требуется 0,109 г $C_{орг}$.

Редукция Fe^{3+} в Fe^{2+} осуществляется по формуле:



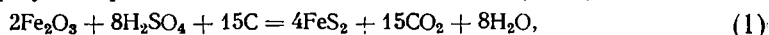
что дает расход на 1 г закисного Fe всего 0,054 г $\text{C}_{\text{орг}}$.

Редуцирование SO_4^{2-} происходит более сложным путем и порождает ряд коррелятивно связанных продуктов. По Э. А. Остроумову (1953), ход процесса может быть выражен следующим образом.



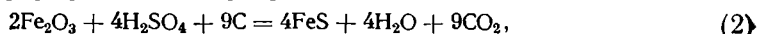
Зная сумму $S_{\text{пир}} + S_{\text{гидр}} + S_{\text{орг}} + S_{\text{своб}}$, т. е. сумму производных от H_2S , легко получить массу затраченной SO_4^{2-} , ибо: $\text{SO}_4^{2-} \% = 3S_{\text{H}_2\text{S}} \%$. Свободный H_2S , когда он бывает в осадке, не учитывается из-за ничтожного обычно его содержания.

Сложнее определить массу $\text{C}_{\text{орг}}$, затраченную на превращение окисного Fe в пирит и гидротроилит. Эти величины рассчитываются ниже по балансовой формуле, предложенной В. А. Успенским (1970) ¹:



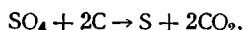
откуда следует, что переход от массы $S_{\text{пир}}$ к массе затраченного $\text{C}_{\text{орг}}$ осуществляется через коэффициент 0,7: $\text{C}_{\text{орг}} = S_{\text{пир}} \cdot 0,7$.

Балансовая формула для гидротроилита выглядит иначе:



откуда $\text{C}_{\text{орг}} = S_{\text{гидр}} \cdot 0,84$.

Расчет $\text{C}_{\text{орг}}$ для $S_{\text{орг}} + S_{\text{своб}}$, не предусмотренный формулами (1) и (2), выполняется по формуле:



откуда $\text{C}_{\text{орг}} = \text{S} \cdot 0,75$.

Если вести расчет не по формам серы, а по формам железа, то величина затрат на возникновение $\text{Fe}_{\text{пир}}$ и $\text{Fe}_{\text{гидр}}$ получается по тем же балансовым формулам В. А. Успенского; при этом затраты $\text{C}_{\text{орг}}$ получают так:

$$\text{Fe}_{\text{пир}} \cdot 0,8 = \text{C}_{\text{орг}}; \quad \text{Fe}_{\text{гидр}} \cdot 0,48 = \text{C}_{\text{орг}}$$

Суммируя расход $\text{C}_{\text{орг}}$ на все перечисленные восстановительные процессы и сопоставляя его с массами SO_4^{2-} , поступившей в осадок в диagenезе, получим *полный баланс редуционных процессов*. Но рассчитать его в таком виде удастся не всегда, ибо часто отсутствуют данные по Mn, свободной и органической сере, даже по гидротроилитовой сере (или $\text{Fe}^{2+}_{\text{гидр}}$). Тогда речь может идти о вычислении баланса частичного, ограниченного. Естественно выяснить, насколько значительно он может отличаться от баланса полного? Содержание Mn^{2+} в осадке обычно невос-

¹ Формула В. А. Успенского более точна для балансовых расчетов, чем схема Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон; по ней расход $\text{C}_{\text{орг}}$ при образовании пирита равен 0,8 Fe вместо 0,91 (у Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон).

лико (менее 0,1%) и, следовательно, затраты $C_{орг}$ на него тоже очень малы (менее 0,01%). Содержание $S_{своб}$ исчисляется обычно несколькими тысячными долями процента, а органической серы — немногими сотыми долями процента; значит, расход $C_{орг}$ на них также ничтожен. Все это свидетельствует о том, что отсутствие данных по $Mn^{2+} + S_{своб} + S_{орг}$ в осадках не сказывается сколько-нибудь заметно на величине баланса. Рассчитывая его по $Fe_{гйс}$, $Fe_{спир}$ (или $S_{спир}$) и $Fe_{гидр}$ (т. е. $S_{гидр}$), мы делаем ошибку, измеряемую обычно немногими процентами от величины баланса. Только там, где редукионный баланс становится очень низким, а содержание Mn высоким, исключение из расчета Mn , $S_{своб} + S_{орг}$ становится более чувствительным. Но в этой области затухания редукион значения $S_{своб} + S_{орг}$ становятся столь малыми, что вообще достоверность их понижается; неизвестно, например, является ли $S_{орг}$ продуктом редукионного процесса или внесено в осадок с живым органическим веществом; последнее даже вероятнее.

Ниже рассчитывается для разных случаев, смотря по имеющемуся фактическому материалу, то полный баланс редукионного процесса, то сокращенный, причем каждый раз будет указываться, за счет каких статей баланс сокращен.

Весьма существенно для нашей цели отыскание подходящего способа выражения редукионного баланса. Общепринятый прием — изображать в весовых процентах как сумму серы, производной от H_2S , так и затраты $C_{орг}$, в данном случае неудобен. Его недостаток в том, что он не дает возможности сразу же представить себе, какие объемы морской воды должны отдать 1 кг ила весь свой сульфатный ион, чтобы генерировать имеющиеся в нем формы серы, и какие объемы морской воды может заполнить HCO_3' , возникший в том же 1 кг ила при диффузии этого иона в наддонную воду². Для нашей задачи — количественного изучения «обмена веществ» — переход к объемным показателям совершенно необходим. Он дает возможность не только сразу же представить себе диффузионные процессы, но и удобно сравнивать их на разных участках дна одного и того же бассейна и даже в разных водоемах.

Вычисление указанных объемов нетрудно. Для SO_4^{2-} оно ведется по формуле

$$\frac{\Sigma S_{H_2S} \% \cdot 10 \cdot 3}{2,7},$$

где ΣS_{H_2S} — сумма всех форм серы (%), производных от H_2S ; фактор 10 превращает ΣS_{H_2S} в 100 г осадка в содержание в 1 кг; фактор 3 переводит серу в SO_4^{2-} ; деление на 2,7 дает количество литров морской воды, отдавших (путем диффузии в ил) всю массу SO_4^{2-} для образования мас-

сы восстановленной серы, присутствующей в осадке. Вместо $\frac{10 \cdot 3}{2,7}$ можно пользоваться фактором 11,1. Расчеты показали, что объемы колеблются от 0,2 до 10 л морской воды и больше на 1 кг осадка. Диапазон громадный! Причем если у нижнего предела интенсивности диффузия SO_4^{2-} в ил ничтожна, то у предела верхнего она очень велика. Здесь мы имеем дело, несомненно, с крупномасштабным явлением.

Соответствующее вычисление для HCO_3' ведется по формуле:

$$\frac{C_{орг} \% \cdot 5,1 \cdot 10}{0,123},$$

где фактор 5,1 переводит затраченную массу $C_{орг}$ в HCO_3' ; фактор 10 переводит содержание ее в 100 г на содержание в 1 кг осадка; 0,123 —

² HCO_3' в данном случае представляет собою условное выражение суммы $CO_{2своб.}$, HCO_3' и CO_3^{2-} , генерированных в илу в результате восстановительных процессов.

среднее содержание HCO_3^- в 1 л морской воды (г). Вместо $\frac{5,1 \cdot 10}{0,123}$ можно умножать $C_{\text{орг}}\%$ на 408 и получать количество литров морской воды, эквивалентное по содержанию HCO_3^- количеству генерированной HCO_3^- в осадке.

Расчеты показали, что объемы в данном случае колеблются от 20 до 283 л морской воды. Первое число соответствует минимальной интенсивности редуционных процессов, второе — максимальной. Опять приходится признать, что у верхнего предела мы имеем дело с крупномасштабным процессом, особенно если учесть, что одновременно осуществляются два диффузионных потока: SO_4^{2-} — вниз, HCO_3^- — вверх. Может возникнуть вопрос: почему объемы морской воды, отдающие все свое количество SO_4^{2-} илу, гораздо меньше объемов ее, получающих HCO_3^- из воды? Причина в том, что массы всех форм редуцированной серы в процентах близки к массам израсходованного на них $C_{\text{орг}}$, среднее же содержание SO_4^{2-} в нормальной морской воде составляет 2,7 г, а среднее содержание HCO_3^- — всего 0,123 г. Поскольку эти две величины фигурируют в знаменателе обеих формул при очень близких величинах числителя, понятно, что получающиеся объемы будут существенно различны.

Зная, сколько $C_{\text{орг}}$ пошло на восстановительные процессы, можно вычислить так называемое первичное содержание $C_{\text{орг}}$, т. е. находившееся в осадке к началу редуции. Это «первичное $C_{\text{орг}}$ », конечно, следует рассматривать только как *приблизительную оценку реальной первичной массы* $C_{\text{орг}}$, ибо кроме потребления органического вещества на редуционные процессы, оно уничтожалось при других его трансформациях в виде, например, отщепления COOH , CH_4 , NH_3 и т. д.

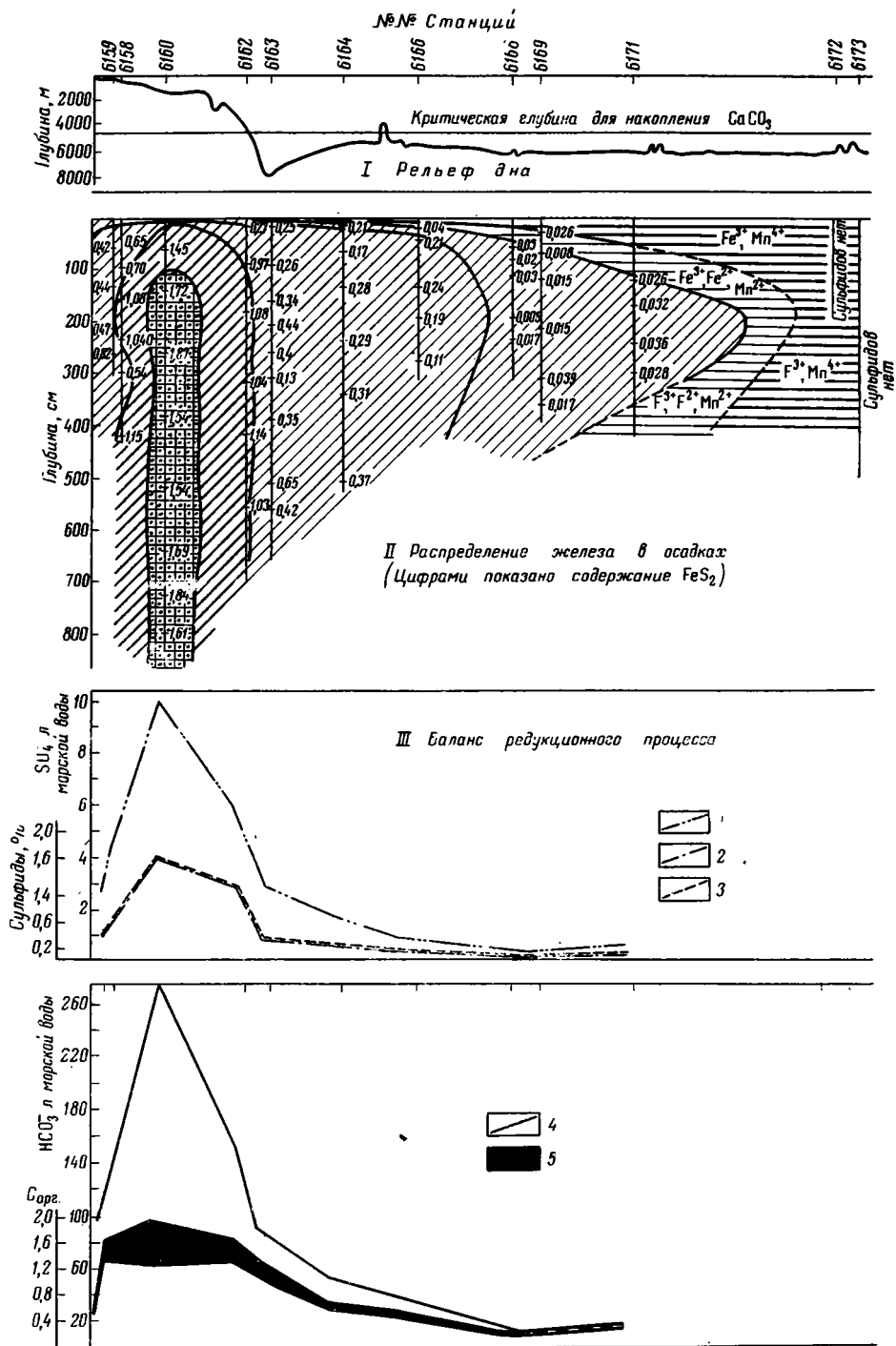
Относя расход $C_{\text{орг}}$ в редуционных процессах к величине $C_{\text{орг}}$ первичного, легко выяснить (в %) размер потери при восстановлении Mn^{4+} , Fe^{3+} , SO_3^{2-} .

3. МОРФОЛОГИЯ РЕДУЦИРОВАННОЙ ЗОНЫ НА ПРОФИЛЕ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

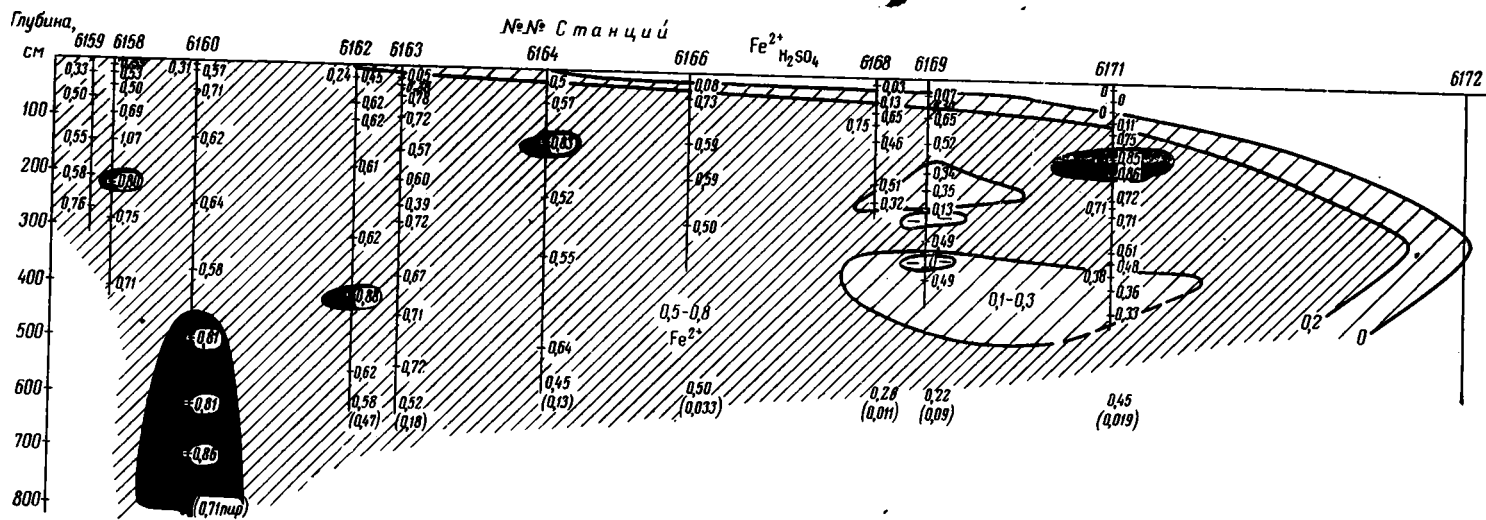
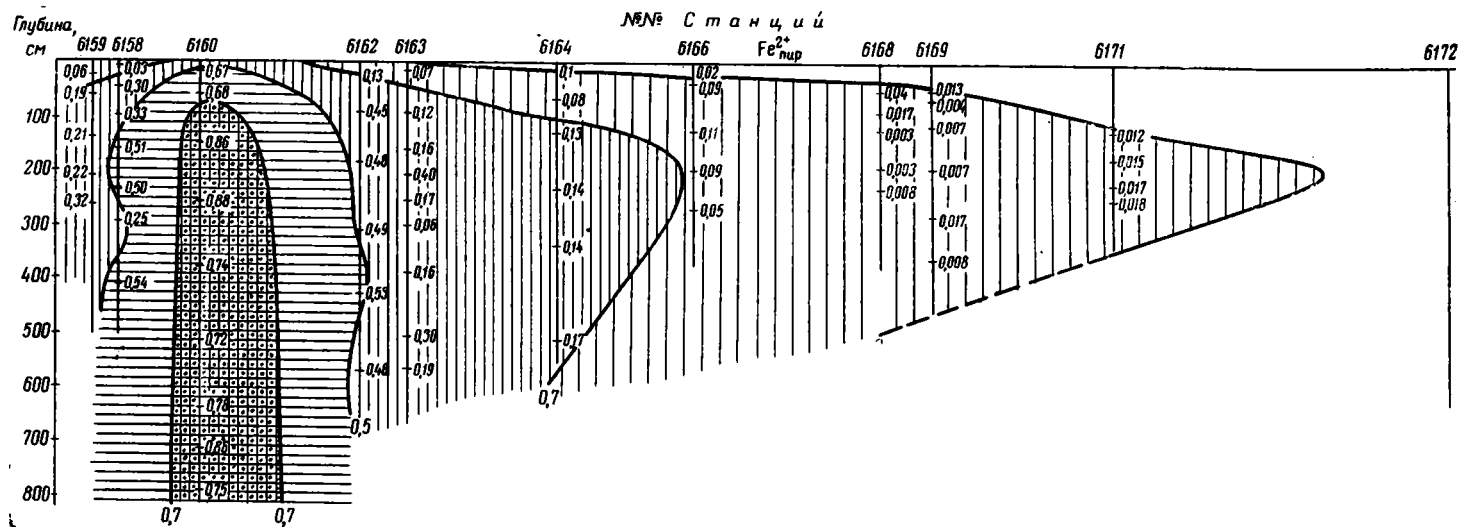
Анализ редуционного баланса в Тихом океане удобно начинать с профиля от Японии на Гавайские острова (выполненного в 46-м рейсе «Витязя»). Длина профиля около 2000 км (фиг. 1, 2). Он прошел вначале через вулканогенно-терригенные отложения (станции 6159, 6158, 6160, 6162), потом через гемипелагические илы с включением вулканогенных частиц (станции 6163, 6164, 6166), через так называемую красную глину переходного типа (станции 6168, 6169, 6171) и закончился в эвпелагической красной глине (станции 6172, 6173). Разрезы во всех станциях, кроме 6159 и 6161, отличаются непрерывным осадконакоплением, и только на станции 6161 часты перерывы и турбидиты.

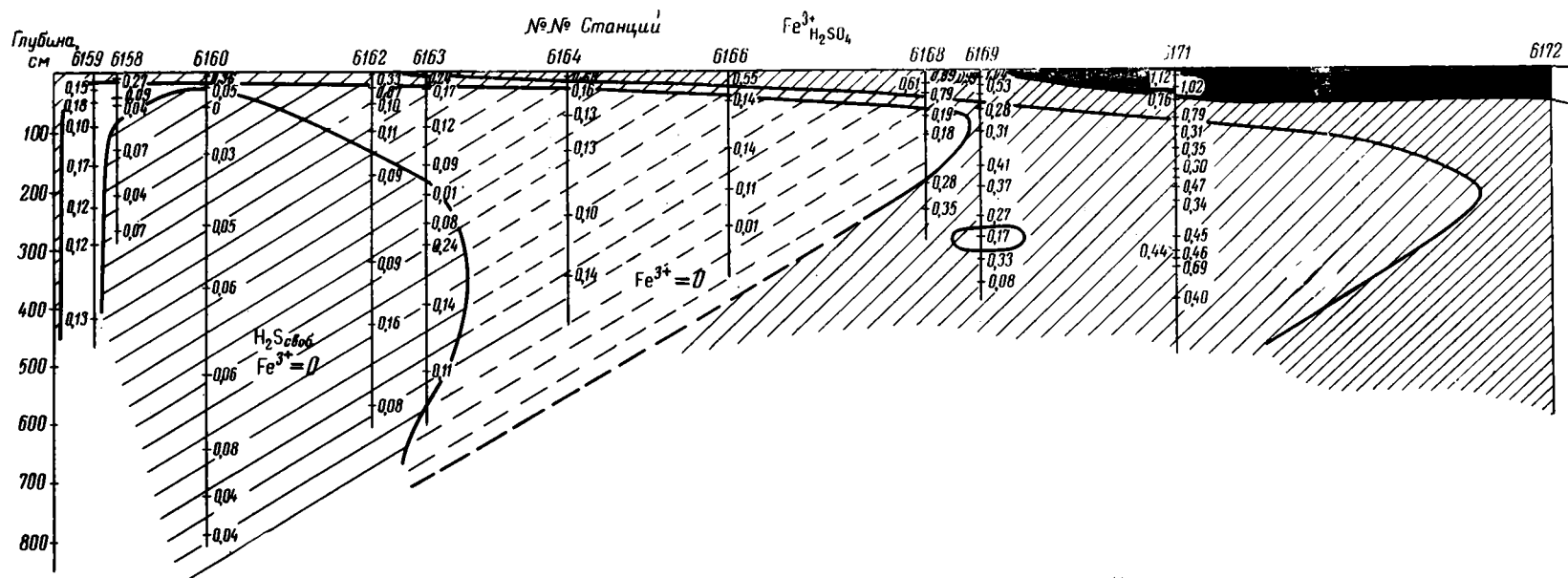
Редуционные процессы в илах имеют место на всех станциях, но не в одинаковой степени. Это обстоятельство заставляет остановиться прежде всего на краткой характеристике *морфологии редуцированной зоны*, т. е. на ее форме, распределении внутри нее разных восстановленных компонентов и на соотношениях ее с зоной окисленных осадков.

Морфология восстановительной зоны определяется размещением сульфидных форм железа, т. е. суммы пирита и гидротроилита. На вскрытой мощности (3—8 м) восстановительная зона имеет вид клина, вытянутого в пелагическом направлении. На самой прибрежной станции 6159 среднее по колонке содержание пирита невелико — 0,39%, но дальше возрастает до 1,48% (станция 6160) и затем убывает до 0,79 на станции 6162. В пелагической части клина содержания пирита малы (0,16—0,23%) и быстро уменьшаются до 0,03—0,02%. Гидротроилит всегда присутствует, но в ничтожных количествах (0,008—0,025%), изменения его концентраций в общем следуют за изменениями содержаний



Фиг. 1. Редукционный баланс на Японском профиле
 1 — SO_4^{2-} , диффундировавшая в ил при образовании сульфидов Fe, $\text{S}_{\text{своб}} + \text{S}_{\text{орг}}$; 2 — содержание FeS_2 ; 3 — содержание гидротроилита добавочное к FeS_2 ; 4 — HCO_3^- , диффундировавшая в воду из ила при редукционных процессах; 5 — $\text{C}_{\text{орг}}$, пошедшее на редукцию SO_4^{2-} , Fe^{3+} , Mn^{4+}





Фиг. 2. Распределение форм железа на Японском профиле %

пирита, но соотношения этих сульфидов все же не остаются постоянными. И если в прибрежных станциях и в середине профиля гидротроилит составляет всего 1—2% от содержаний пирита, то в пелагической области его относительная масса поднимается до 15—30%. Все это согласуется с диаграммой соотношений разных форм серы, разработанной И. И. Волковым еще в 1961 г. для Черного моря и подтвержденной затем на нашем профиле в 1972.

Внутри восстановленной области наибольшие содержания сульфидов приурочены к более глубоким горизонтам разреза. Ближе к поверхности дна количества сульфидов отчетливо убывают. Это особенно ясно проступает на более прибрежных станциях — от 6159 до 6164 включительно; на станции 6160, например, более глубокие горизонты редуцированной зоны содержат 1,5% сульфидов, у поверхности же дна их количество падает до нескольких десятых процента.

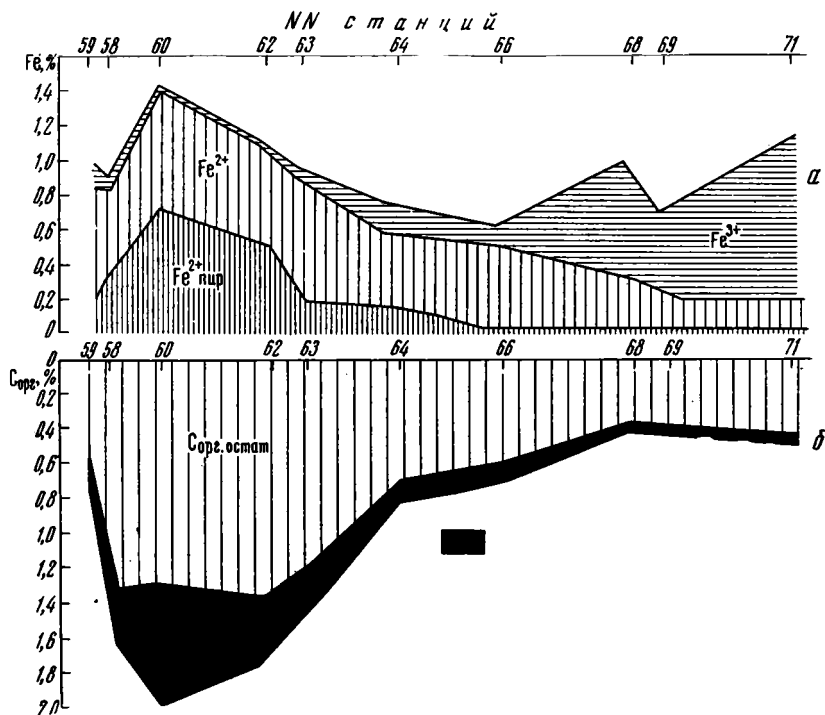
Характерно изменение положение верхней границы восстановленной зоны. В первых четырех станциях (6159, 6158, 6160, 6162) сульфатредукция осуществляется, правда в слабой форме, уже на контакте с наддонной водой. Начиная со станции 6163, в самом верху колонок обозначается небольшой слой коричневого цвета — окисленная пленка, имеющая здесь мощность 2—3 см. Дальше в пелагиаль мощность пленки увеличивается, достигая последовательно 10—20—30—35 см, а на станции 6171 скачком возрастает до 125 см. Кроме того, восстановительная зона с сульфидами имеет здесь ограниченную мощность (около 200 см) и снизу подстилается окисленными илами, что и придает ей в целом на профиле вид клина — мощного в прибрежной зоне и сходящего на нет мористее станции 6171.

Кроме сульфидов восстановленная зона содержит две другие формы реакционноспособного железа: закисное, извлекаемое 10%-ной H_2SO_4 (на холоду), и окисное, также растворимое в H_2SO_4 (той же концентрации).

Минералогическая форма $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{2+}$ диагностируется пока условно как лептохлоритовая, может быть с ничтожной (исчезающе малой) долей карбонатного железа.

Распределение $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{2+}$ в восстановительной зоне резко отлично от распределения сульфидов. Количество его в пределах сульфидного клина практически одинаково (0,5—0,6%); только у восточного его окончания появляются линзовидные участки с содержанием Fe^{2+} 0,1—0,3% и даже отдельные пробы с нулевым количеством $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{2+}$ (фиг. 3).

Весьма своеобразно распределение окисного реакционноспособного железа. Как видно из фиг. 3, оно присутствует в незначительных количествах — от 0,25 до 0,37% — на двух участках восстановительной зоны. Один из них, это тонкая пленка в самой поверхностной части восстановительной зоны; ее мощность от нескольких до 10—15 см. Другой участок — восточное окончание клина, где редукционные процессы замирают; содержание $\text{Fe}^{3+}_{\text{H}_2\text{SO}_4}$ здесь также порядка 0,25—0,40%. Сама зона приобретает пятнистый вид; серные пятна перемежаются с желтовато-бурыми. За пределами указанных участков, в главной массе клина, где содержания сульфидов значительны (0,40%), окисного, легко извлекаемого железа практически нет. Если говорить точнее, оно определяется здесь в количестве от сотых долей % до 0,10—0,15%. Такие количества Fe^{3+} с большим основанием можно считать, вероятно, ошибками, обусловленными подготовкой вещества к анализу. Особенно это относится к величинам, меньшим 0,10%. Если так, то мы можем принять, что за пределами верхней (ничтожной) пленки восстановительной зоны и восточного ее конца на станциях 6169, 6171 окисное легкоподвижное трехвалентное железо практически редуцировано полностью, осталось более трудноподвижное. В связи с этим нельзя не отметить, что на трех при-



Фиг. 3. Соотношение форм железа и $C_{орг}$ на Японском профиле
 а — формы реакционноспособного железа; б — органическое вещество. За-
 лито — $C_{орг}$, израсходованное на редукцию железа

брежных станциях: 6158, 6160 и 6162, где содержания $Fe^{3+}_H SO_4$ особенно малы, в осадке появляется свободный сероводород — явный признак того, что легкоподвижное реакционноспособное железо здесь исчерпывается, и в реакцию могут вступать только более трудноподвижные его формы.

Сопоставляя распределение сульфидных форм железа с размещением трехвалентного реакционноспособного Fe^{3+} , нетрудно видеть, что они являются антиподами друг другу — где много одного, там мало другого.

Фиг. 2 резюмирует усредненные по каждой станции соотношения разных форм железа в восстановительной зоне. У самой прибрежной станции 6159 резко преобладает $Fe^{2+}_H SO_4$, наряду с которым присутствуют еще заметные количества сульфидного железа и меньше $Fe^{3+}_H SO_4$. С удалением от берега вначале резко растет содержание сульфидов железа и исчезает $Fe^{3+}_H SO_4$ (станции 6160), а затем соотношения медленно меняются в обратном направлении: убывает $Fe^{2+}_{сульф}$ и резко растет за счет него $Fe^{3+}_H SO_4$. Закисное легкоподвижное железо долго сохраняется в одних и тех же количествах, но у конца восстановительного клина оно быстро убывает. В этой схеме есть одна замечательная особенность: *увеличение содержания $Fe^{2+}_{пир}$ происходит не за счет убывания $Fe^{2+}_H SO_4$, а за счет резкого сокращения $Fe^{3+}_H SO_4$* . Очевидно, вновь генерированные порции H_2S связываются именно трехвалентным железом, а не двухвалентным, находящимся в силикатной форме.

Что касается марганца, то в пределах восстановительной зоны он всегда присутствует в двухвалентной форме (главным образом в виде карбоната). Четырехвалентный марганец обнаружен за пределами не только этой зоны, но даже и переходной от нее оболочки, где присутствует $Fe^{2+}_H SO_4$ и $Fe^{3+}_H SO_4$.

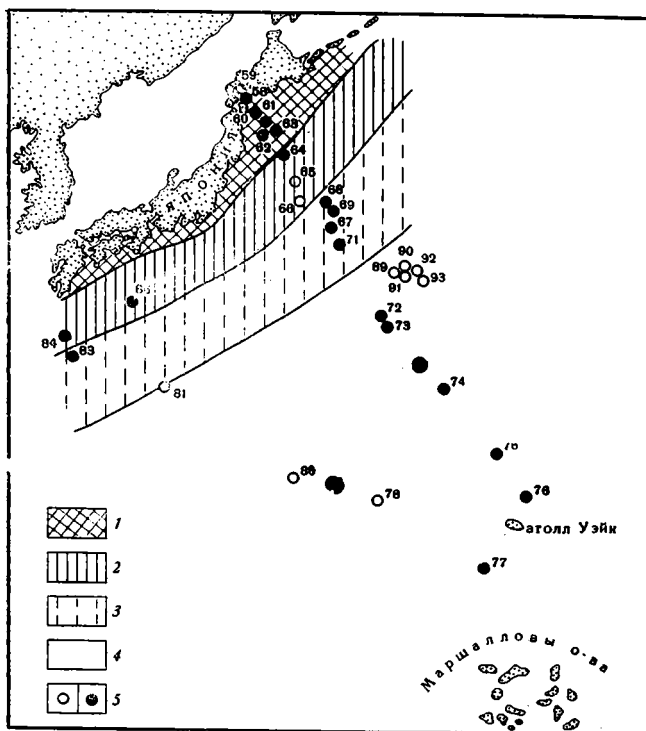
Чтобы закончить характеристику морфологии и состава восстановительной зоны, остается коснуться вопроса о том, что представляет собою с точки зрения окислительно-восстановительных условий часть разреза колонок, расположенная выше поверхности клина, между ним и поверхностью дна. Определения форм железа и марганца, выполненные И. И. Волковым с сотрудниками (1972), показывают, что непосредственно над клином, а также под ним — на востоке — располагается зона, где присутствуют Mn^{2+} , Fe^{2+} и Fe^{3+} , причем закисное железо преобладает над окисным. Это тоже еще восстановительная зона, но по Fe и Mn, а не по сере, и значительно менее восстановленная, чем сульфидная. Над ней лежит зона собственно окисленная с Mn^{4+} и Fe^{3+} . На станции 6163 эти две зоны столь маломощны, что практически неразличимы, но мористее, по мере возрастания мощности осадка, дифференциация зон становится все отчетливее и обе в виде оболочек, окаймляющих сульфидный клин, протягиваются в пелагиаль, постепенно увеличивая свои мощности. На станции 6172 зона Mn^{2+} , Fe^{2+} и Fe^{3+} уже отсутствует или, возможно, уходит на глубины, превосходящие длину колонок.

Так как у самой верхней границы сульфидной зоны наряду с сульфидами встречаются уже и незначительные количества $Fe_{H_2SO_4}^{3+}$, порядка 0,25—0,4 %, то, очевидно, между собственно восстановительной и собственно окислительной зонами существуют постепенные переходы, которые реализуются в двух очень маломощных оболочках. Одна содержит сульфиды железа и наряду с ними окисное реакционноспособное железо; другая — уже лишена сульфидов и слагается $Fe_{H_2SO_4}^{2+}$, $Fe_{H_2SO_4}^{3+}$ и Mn^{2+} . Глубже первой — область развития сульфидов Fe^{2+} , выше второй — область господства $Fe_{H_2SO_4}^{3+}$ и Mn^{4+} .

Поражает удивительно закономерное строение редуцированной зоны и ее последовательное ослабление по мере удаления от берега в открытый океан. Нужно сказать, впрочем, что оно отчетливо вырисовывается лишь тогда, когда мы оперируем разрезами, лишенными следов перерывов и переотложения осадка в виде горизонтов турбидитов либо когда такие перерывы единичны. Но когда их становится много, например на станции 6161, картина редукионного процесса резко меняется. По всем показателям: количеству сульфидов, количеству израсходованного (и даже остаточного) $S_{орг}$ осадки этой станции резко отличаются от соседних. Это наглядно видно из следующих серий цифр, из которых первая означает среднее содержание (%) на станции 6160, вторая — на станции 6161, третья — на станции 6162. Количество FeS: 1,48—0,22—0,79; расход $S_{орг}$ на редукцию: 0,693—0,109—0,382; количество $S_{орг}$ остаточного: 1,29—0,72—1,36. Глубокие отличия осадков на станции 6161 указывают, очевидно, на то, что при неоднократных перемываниях осадка возникшее в нем Fe^{2+} вновь окислялось, частью же сульфиды и $S_{орг}$ отмучивались и выносились в иные места. Учитывая эту аномальность, т. е. неоднократное нарушение диагенетического процесса, мы исключили станцию 6161 из редукионного профиля осадков с ненарушенным ходом восстановительных процессов. Эта станция, кстати, может служить примером того, как деформируется ход диагенетических процессов в обстановке неоднократного перемывания осадков.

В учении о диагенезе уже давно укоренилась мысль, что формы железа и марганца (вообще восстановительные процессы) контролируются содержанием органического вещества, особенно если оперировать не остаточным, а первичным $S_{орг}$. С целью проверки этой закономерности на фиг. 4 показано изменение среднего по колонке количества $S_{орг}$ на разных станциях.

Нетрудно видеть, что колебания суммарных количеств восстановленных форм Fe и SO_4^{2-} находятся в прямой зависимости от масс $S_{орг}$ первичного: вместе количества этих компонентов растут от станции 6159 к станции 6160 и вместе затем падают на остальной части профиля. Под-



Фиг. 4. Интенсивность редуционного процесса на Японском профиле

1 — сильная редукция ($3-10 \text{ л SO}_4^{2-}$); 2 — умеренная редукция ($3,0-1,2 \text{ л}$); 3 — слабая редукция; 4 — редукции нет; 5 — пробы, взятые с помощью дночерпателя (слева) и взятые с помощью трубки (справа)

черкнем, что величины $C_{\text{орг}}$ и суммы сульфидов, нанесенные на диаграмму, являются средними для каждой колонки, полученными из 5—10 частных определений. Если же оперировать частными определениями, то, хотя общая корреляция $C_{\text{орг}}$ первоначального и сульфидов остается, но обнаруживается значительный разброс точек. Принято объяснять это изменчивостью качественного состава органического вещества в разных точках ила. Гораздо большую роль в нарушении корреляции играет, вероятно, некоторое перераспределение сульфидов в осадке, избыточное накопление их в одном месте, убывание в другом; об этом мне неоднократно приходилось писать. Что такое перераспределение сульфидов — реальный факт, говорит скопление гидротроилита на станции 6163 на глубине 310—330 см, достигающее 0,32% при обычном содержании в 0,01—0,02%, или пирита в той же колонке на глубине 200—210 см, достигающее 0,95%, что вдвое больше, чем в выше- и нижележащих интервалах.

Интенсивность сульфидообразования убывает в пелагическом направлении вместе с убыванием в осадке остаточного $C_{\text{орг}}$. Для дальнейшего чрезвычайно важно выяснить, при каких значениях $C_{\text{орг}}$ (остаточного) сульфидообразование в илах прекращается. Как видно из табл. 1, минимальными значениями $C_{\text{орг}}$, при которых еще встречаются, хотя и в мизерных количествах, сульфиды железа — 0,35%; истинный предел, вероятно, несколько ниже — около 0,30—0,28%. Эти числа помогут в дальнейшем перекинуть мост между содержанием $C_{\text{орг}}$ остаточного и интенсивностью редуционных процессов.

Описанный японский профиль единственный, на котором мы можем видеть конкретно морфологию и строение восстановительной зоны тихо-

Таблица 1

Баланс редукционного процесса на профиле через северо-западную часть Тихого океана (рассчитано по данным И. И. Волкова, А. Г. Розанова, Н. Н. Жабиной, Т. А. Ягодинской, 1972)

Компоненты	№№ станций, глубина, м										Примечание
	6159 264	6158 490	6160 1300	6162 4110	6163 7430	6164 5500	6166 5700	6168 6030	6169 5980	6171 6000	
Сера всех производных от H_2S (ΣS_{H_2S}), %	0,24	0,38	0,91	0,56	0,27	0,16	0,11	0,035	0,016	0,027	Диффузия наддонной воды в ил
Израсходовано SO_4^{2-} , %	0,72	1,14	2,73	1,68	0,81	0,48	0,33	0,105	0,048	0,063	
То же в литрах морской воды	2,7	4,2	10	6	3	1,8	1,2	0,33	0,18	0,23	
Возникло пирита, %	0,39	0,62	1,48	0,79	0,39	0,27	0,16	0,02	0,02	0,03	
Возникло гидротроилита, %	0,008	0,008	0,025	0,016	0,02	0,015	0,009	0,008	0,003	0,01	Диффузия из ила в наддонную воду
Расход $C_{орг}$, %	0,227	0,30	0,693	0,382	0,235	0,151	0,112	0,053	0,047	0,066	
То же в литрах морской воды	91,49	122,4	283	155,8	95,8	61,6	46,0	21,6	19,2	26,7	
То же на образование сульфидов + $S_{своб} + S_{орг}$, %	72,21	108,1	266,4	140,76	82	48,91	31,8	9,3	5,7	8,3	
То же на образование Fe_{HCl}^{2+} , %	14,27	10,6	14,68	12,8	11,4	9,9	11,0	6,1	4,9	9,8	
То же на редукцию Mn^{4+} , %	5,0	2,0	2,0	2,6	2,6	3,0	3,0	6,4	8,6	8,6	
$C_{орг}$ остаточный, %	0,54	1,32	1,29	1,36	1,17	0,68	0,59	0,35	0,37	0,47	
$C_{орг}$ первичный, %	0,77	1,62	1,98	1,74	1,41	0,80	0,70	0,41	0,42	0,54	
Расход $C_{орг}$ по отношению к первичному, %	30	18	34	22	16	19	16	17	11	12	

океанских осадков. Но закономерности, выступающие на этом профиле, таковы, что принципиально с некоторыми, вероятно незначительными, вариациями их можно ожидать на любом другом профиле, идущем от берега в пелагиаль.

4. БАЛАНС РЕДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И ИНТЕНСИВНОСТЬ «ОБМЕНА ВЕЩЕСТВ»

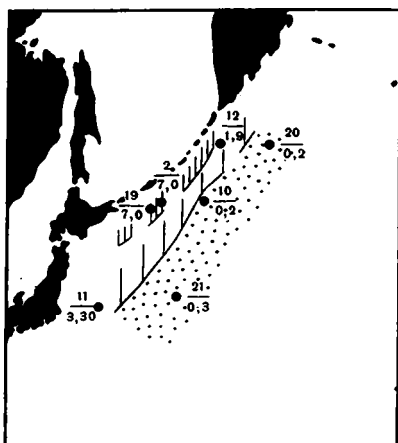
Обратимся теперь к балансу редукционного процесса на разных участках Тихого океана. Для японского профиля он показан в табл. 1 и на фиг. 2. Количество SO_4^{2-} , поглощенной 1 кг ила, сильно варьирует от прибрежных станций к пелагическим. На станции 6169 оно равно содержанию сульфатного иона в 2,7 л морской воды на 1 кг осадка; восточнее — растет и на станции 6160 отвечает 10 л морской воды на 1 кг осадка. При дальнейшем удалении в пелагиаль массы поглощенной SO_4^{2-} убывают; на станции 6162 они измеряются 6 л морской воды, потом 4, 3, начиная же со станции 6168 — лишь долями литра, спускаясь до 0,18 л. Как видим, в области шельфа, континентального склона и Японской впадины диффузионное насасывание SO_4^{2-} илами достаточно велико. Также крупны массы HCO_3^- , генерируемой в ходе редукции SO_4^{2-} , Fe^{3+} и Mn^{4+} .

На ближайшей к берегу станции 6159 общее количество HCO_3^- отвечает содержанию его в 91,5 л морской воды; к станции 6160 оно поднимается до 283 л, а затем падает до 153—75—61 и т. д., заканчиваясь на крайних пелагических станциях 19—26 л морской воды.

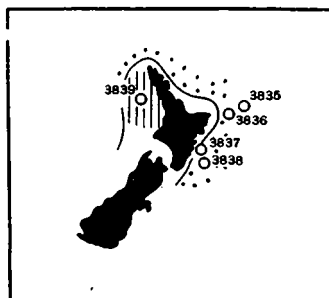
Этот общий расход HCO_3^- небезынтересно разбить по статьям, в частности, отделить то, что отвечает редукции SO_4^{2-} , от того, что приходится на редукцию Fe^{3+} и Mn^{4+} — суммарно и порознь для каждого элемента. На станции 6159 на долю редукции SO_4^{2-} приходится HCO_3^- в 72,21 л морской воды, на долю Fe и Mn — 19,27 (14,27 Fe, 5,0 Mn). К станции 6160 эти числа повышаются соответственно до 266 и 16,68 (14,68+2,0) и затем падают до 37,8 и 14 (11,0+3,0) на станции 6166 и до 5,7 и 15,5 (4,9+8,6) на станции 6169. В этих сериях чисел отчетливо проступают две тенденции: *вытеснение на пелагическом конце профиля расходов $\text{C}_{\text{орг}}$ на восстановление SO_4^{2-} расходами на редукцию Fe^{3+} и Mn^{4+} вместе взятых; а внутри последней группы постепенный переход главной части расходов от Fe к Mn.* Все это отвечает как постепенному угасанию сульфатредукции с перемещением в пелагическую область, так и росту содержания Mn в осадке, тогда как реакционноспособное FeH_2SO_4 остается, как было показано выше, практически на прежнем уровне.

Подчеркнем, что в области шельфа, континентального склона и на дне Японской впадины, где восстановительные процессы энергичны, расходы на редукцию FeH_2SO_4 мизерны в сравнении с расходами на восстановление сульфатов и составляют 1/5—1/20 от последних. Это обстоятельство чрезвычайно важно для понимания процессов минералообразования в более глубоких горизонтах осадка, которые будут рассмотрены в дальнейших сообщениях.

Общее весовое количество израсходованного $\text{C}_{\text{орг}}$ варьирует от 0,227% на начальной станции 6159 до 0,693 на станции 6160 и до 0,066 на конечной станции 6171, до которой еще доходят редукционные процессы. По отношению к исходному органическому веществу на трех наиболее прибрежных станциях расход $\text{C}_{\text{орг}}$ составляет 18—34% (среднее 27%), в более пелагических — постепенно снижается до 22, а потом — 16—11%. Получается, что чем меньше первоначального органического вещества достигало дна в пелагиали, тем меньшее в общем количество его уходило на редукционные процессы. Объясняется это, конечно, тем, что пелагические станции более глубоководны, и падающая вниз органическая масса успевала во все большей степени разложиться, проходя



Фиг. 5. Расположение станций на Курило-Камчатской площади (по Остроумову и Шилову, 1958)
1 — сильная редукция; 2 — умеренная редукция; 3 — слабая редукция



Фиг. 6. Расположение станций около о. Новая Зеландия (по Остроумову и Волкову, 1960).
1 — сильная редукция; 2 — слабая редукция

5,5—6,0-километровую толщу наддонной воды и тем самым теряя способность редуцировать SE_4^{2-} и Fe^{3+} в илу.

Располагая данными о диффузионном поступлении SO_4^{2-} в среднем по каждой станции и нанеся их на карту, мы получаем возможность, объединяя величины в некоторые градации, построить карту интенсивностей редукционного процесса.

Примем, что поглощение SO_4^{2-} илом в количестве от 3 до 10 л морской воды характеризует интенсивный редукционный процесс; 3—1, 2 л — умеренный; 1, 2—0 — слабый. Тогда, располагая данными табл. 1 и вычислениями по станциям 6181, 6184, 6186 западнее профиля, получаем карту восстановительных процессов на участке восточнее Японских островов (фиг. 1). Как видим, восстановительные процессы разной силы локализованы на дне в виде протяженных полос, как бы имитируя залежание разных типов осадков. Очень отчетливо выражено тяготение наиболее интенсивной редукции к берегам и убывание ее в пелагическом направлении. Таким образом, объемный метод выражения редукционных процессов позволяет впервые приступить к объективному и наглядному картированию восстановительных явлений в осадках.

За пределами Японского профиля мы располагаем ограниченным материалом, который касается двух глубоководных впадин — Курило-Камчатской и Марианской и двух околоостровных участков — к северу от Новой Гвинеи и от Новой Зеландии. Локализация станций в первом из названных районов показана на фиг. 5. Станция 2 находится на прибрежном борту Курило-Камчатской впадины, станция 19 — где-то у ее дна, а остальные — частью в верхней зоне противоположного борта впадины, частью — на прилегающем океаническом дне. Профиля они не образуют.

Так как в материалах, опубликованных Э. А. Остроумовым и Л. С. Фоминой (1960), Э. А. Остроумовым и В. М. Шиловым (1958), нет определений $\text{FeH}_2\text{SO}_4^{2+}$, Mn и $\text{C}_{\text{орг}}$, речь может идти здесь о частном, а не полном балансе (табл. 2, 3).

На крайней западной станции 2 интенсивность редукции измеряется количеством SO_4^{2-} , отвечающим 7 л морской воды, но дальше к востоку прогрессивно падает, достигая на крайнем востоке (станции 10, 21) 0,3—0,2 л. Это соответствует зоне переходной красной глины Японского профиля от станции 6162 (6 л) до станции 6171 (0,23 л).

**Баланс редуccionного процесса в осадках западной окраины Тихого океана
(глубоководные впадины)**

Курило-Камчатская впадина (Остроумов, Шилов, 1958)							
Компоненты	№№ станций, глубина, м						
	11 5639	2 7286	19 9811 (проба из трала)	12 6948	21 5834	10 4902	20 5371
Сера всех производных от H_2S (ΣS_{H_2S}), %	0,34	0,56	0,64	0,17	0,028	95—105* 0,017	65—130* а) $\frac{0,039}{260—270*}$ б) $\frac{0,14}{0,006—сл.}$
Израсходовано SO_4^{2-} , %	1,02	1,68	1,92	0,51	0,084	0,051	а) 0,1—0,17
То же в литрах морской воды	3,36	6,0	7,1	1,9	0,3	0,2	б) 0,4—1,5
Возникло пирита, %	0,47	0,71	0,13	0,23	0,34	0,19	0,13—0,45
Возникло гидротроилита, %	0,007	0,25	1,24	0,039	0,014	0,037	0,006—сл.
Расход $C_{орг}$ на образование FeS_2+FeS , %	0,18	0,33	0,39	0,1	0,018	0,08	0,07
То же на $S_{своб}+S_{орг}$, %	0,002	0,025	0,10	0,03	0,004	0,003	0,01
Σ потребления $C_{орг}$, %	0,182	0,0355	0,49	0,13	0,0022	0,09	0,08
То же в литрах морской воды	74	245	200	53	8,9	36,7 (прослой внизу колон- ки)	32 (два прослая внизу ко- лонки)

Примечание. * В числителе—интервал разреза в метрах, считая от верха колонки; в знаменателе—содержание.

Ближе к берегу, т.е. на глубине меньшей, чем станция 2, в Курило-Камчатской области, вероятно, существует узкая полоса гораздо более восстановленных илов с большим количеством SO_4^{2-} , пошедшей на редуccion, и большей затратой $C_{орг}$. Сходство сопоставляемых профилей увеличивается еще и тем, что в Курило-Камчатской области на станции 20 под верхним окисленным горизонтом залегает редуccionированный, мощностью более 100 см, который подстилается вторым окисленным, ниже которого лежит второй редуccionированный слой, начиная с 260 см, так и не пройденный трубкой. Таким образом, на дистальном от берега конце и в Курило-Камчатской области отмечается такое же выклинивание серых редуccionированных слоев, что и на Японском профиле.

В Мариинской впадине анализирована всего одна колонка 4003 с глубины 10 100 м (Остроумов, Фомина, 1959; Фомина, 1962). Верхний ее горизонт 0—12 см содержит Mn^{4+} в количестве 0,47%; следующий — 12—88 см — только Mn^{2+} ; закисное железо (в среднем 0,65%) появ-

Таблица 3

**Баланс редуccionного процесса на
станции 4003 в Марианской впадине
(Фомина, 1962)**

Интервал разреза, см; компоненты	Количество компонента, %
0—88	
Содержание Mn^{2+}	0,47
» Fe	0,65
Расход $C_{орг}$ на их редуccion	0,082
95—330	
Сера всех производных от H_2S (ΣS_{H_2O})	0,160
Расход $C_{орг}$ на них	0,126
Общий расход $C_{орг}$ на редуccion $Fe+Mn+SO_4^{2-}$	0,208
Остаточное $C_{орг}$	0,46
Первичное $C_{орг}$	0,668

ляется ниже 88 см, так же как и все четыре формы серы. Баланс редукционного процесса дает 1,8 л морской воды для редукции SO_4^{2-} и превращения в сульфиды, или, иначе, 0,126% $\text{C}_{\text{орг}}$. Редукция Mn^{4+} и Fe^{3+} требует 0,082% $\text{C}_{\text{орг}}$. Остаточное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ равно 0,46%, а первичное — 0,668%. Итого на редукционные процессы пошло около 35% первичного $\text{C}_{\text{орг}}$ — величина довольно большая!

Большой интерес представляет редукционный процесс в осадках, окаймляющих крупные острова — Новую Зеландию и Новую Гвинею. Ситуация около первого острова показана на фиг. 6. Колонки взяты из области дна, где $\text{C}_{\text{орг}}$ в поверхностном слое находится в интервале 0,5—1%. Глубины станций — 1740—3644 м и в этом смысле почти точно отвечают интервалу между станциями 6160 и 6162 Японского профиля. Но, как видно из табл. 4, редукционный баланс около Новой Зеландии, расчи-

Таблица 4

Баланс редукционного процесса в осадках вблизи о. Новой Зеландии
(рассчитано по данным Э. А. Остроумова, И. И. Волкова, 1960)

Компоненты	№№ станций, глубина, м				
	3839 1740	3838 2917	3837 2092	3836 3546	3835 3647
Серя всех производных от H_2S — ($\Sigma \text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$), %	0,46	0,12	0,08	0,07	0,06
Израсходовано SO_4^{2-} , %	1,38	0,36	0,24	0,21	0,18
То же в литрах морской воды	5,1	1,3	0,9	0,8	0,06
Возникло пирита, %	0,81	0,18	0,066	0,080	0,080
Возникло гидротроилита, %	0,003	0,011	0,070	0,044	0,043
Расход $\text{C}_{\text{орг}}$ на образование $\text{FeS}_2 + \text{FeS}$, %	0,300	0,080	0,050	0,031	0,033
То же на $\text{S}_{\text{своб}} + \text{C}_{\text{орг}}$, %	0,029	0,016	0,016	0,013	0,005
» » Σ потребления $\text{C}_{\text{орг}}$, %	0,329	0,096	0,066	0,044	0,038
Исходное $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадке, %	1,33	1,12	1,28	0,74	0,65
Остаточное $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадке, %	1,00	1,02	1,21	0,70	0,61
Потеря от первичного $\text{C}_{\text{орг}}$, %	25	7	5	4	5

танный по статье Э. А. Остроумова и И. И. Волкова (1960), совершенно иной, чем на Японском профиле. Расход SO_4^{2-} на сульфидообразование в последнем — 10—6 л морской воды, тогда как у Новой Зеландии — 5, 1—0,06 л; расход $\text{C}_{\text{орг}}$ в Японском профиле — 0,69—0,382%; у Новой Гвинеи — 0,329—0,038%. Разница весьма резкая! Объясняется она тем, что в Японском профиле редукционные процессы базировались на исходном содержании $\text{C}_{\text{орг}}$ — 1,98—1,74% (остаточного $\text{C}_{\text{орг}}$ соответственно 1,36—1,29%), а у Новой Зеландии исходные содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ — 1,33—0,65%, а остаточные — 1,00—0,61%. Наглядное доказательство теснейшей связи между редукционным балансом вообще (и сульфидообразованием, в частности) и исходным (а также остаточным) содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадке.

Еще более ярко проявляется эта зависимость при сравнении баланса сульфидообразования у Новой Гвинеи и на Японском профиле.

Расположение станций в этой области показано на фиг. 7. Глубины их колеблются около 3820—5900 м, и в этом смысле они отвечают интервалу станций 6162—6164 Японского профиля. Между тем разница балансов разительная (табл. 5). В то время как в Японском профиле на указанных глубинах редукционный баланс выражен потреблением SO_4^{2-} в количестве 6—1,8 л морской воды и отличается повсеместным присутствием сульфидов в количестве 0,81—0,98%, во всех восьми станциях у Новой Гвинеи сульфатредукция в колонках (по Л. С. Фоминой, 1962) от-

существует вообще, а имеет место только редукция Mn^{4+} в Mn^{2+} и редукция главной массы Fe^{3+} в Fe^{2+} . При этом и последние два процесса развиты лишь в полосе ближайших к берегу четырех станций, на более удаленных их нет.

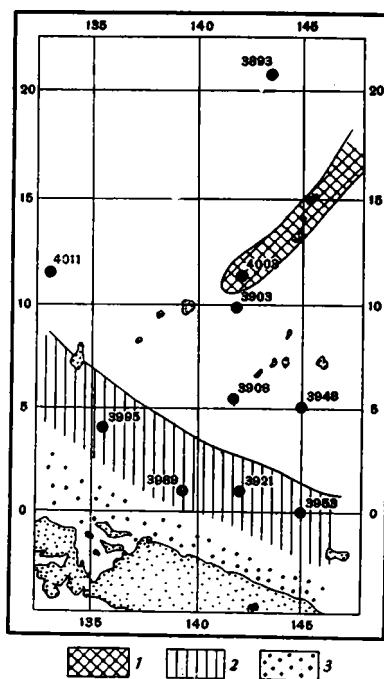
Обращаясь к исходному $C_{орг}$, видим, что на Японском профиле его 1,74—0,80%, на станциях у Новой Гвинеи —0,88—0,38%.

Хотя разница в количествах $C_{орг}$ несомненна, все же нельзя не обратить внимание на следующее существенное обстоятельство. На Японском профиле, на Курило-Камчатской площади и в Мариинском прогибе при количествах $C_{орг}$ (исходного) 0,40—0,9% всегда наблюдались отложения с заметным количеством сульфидов. На новогвинейской площади их в осадке нет.

В чем же причина столь парадоксального явления? Из описания колонок и рассмотрения карты карбонатности отложений, опубликованной А. П. Лисицыным (Осадкообразование в Тихом океане, 1970), видно, что все колонки новогвинейской площади содержат скорлупки фораминифер, причем наиболее богатые остаточным $C_{орг}$ (0,82—0,75%) вообще являются типичным фораминиферовым илом, а менее богатые $C_{орг}$ (0,50—0,35%) содержат уменьшенные количества $CaCO_3$. Во всех же ранее рассмотренных областях мы имели дело с терригенными отложениями. Получается, что наличие в осадках биогенного, в частности, фораминиферового карбоната кальция повышает границу содержания $C_{орг}$, при которых становится возможной редукция SO_4^{2-} и образование сульфидов в илах!

Как понять такое своеобразное влияние раковинного материала на интенсивность редукционного процесса? Вспомним указания К. Корренса (Correns, 1935), что в стенках фораминиферовых скорлупок имеется органическое вещество, склеивающее кристаллиты, строящие раковины. Очевидно, пока раковина существует, вся масса такого вещества не принимает участия в редукционном процессе; оно инертно, но своим присутствием повышает тот уровень $C_{орг}$, который необходим для редукции сульфатов. Вот почему зона фораминиферовых илов здесь до больших глубин под уровнем дна лишена сульфидов, хотя и содержит гораздо большее количество $C_{орг}$ (остаточного) против красной глины, еще способной по своей периферии генерировать сульфиды. При количествах 0,35—0,82% $C_{орг}$, когда в глинистых отложениях уже идет сульфидообразование, в верхней зоне фораминиферовых илов имеются лишь Fe^{3+} и Mn^{4+} , а на более глубоких горизонтах осуществляется только превращение Mn^{4+} в Mn^{2+} и части Fe^{3+} в Fe^{2+} . Редукционный процесс здесь как бы запаздывает из-за омертвления части общей $C_{орг}$ в самих раковинах. И чем больше фораминиферового материала, тем сильнее запаздывание.

На самом юге Тихого океана вдоль Антарктиды протягивается зона илов с содержанием $C_{орг}$ = 0,25—0,5%. У автора не имелось образцов из



Фиг. 7. Расположение станций около о. Новая Гвинея (по Фоминой, 1962)

1 — умеренная редукция SO_4^{2-} ;
2 — редуцируется только Mn^{4+} и Fe^{3+} ; 3 — возможная полоса сульфидообразования

Баланс редукционного процесса в осадках к северу от о. Новая Гвинея
(рассчитано по данным Л. С. Фоминой, 1962)

Компоненты, %	Глобигриновый ил		Красная глина	
	с поверхности	с глубины 26 см	с поверхности	с глубины 47 см
	станция, глубины, м			
	3921 2868	3953 3896	3989 3920	3995 4854
Редуцировано Fe^{2+}	1,15	1,03	1,40	0,4
Редуцирован Mn	?	0,4	?	0,6
Израсходовано $\text{C}_{\text{орг}}$ на Fe	0,058	0,05	0,07	0,02
Израсходовано $\text{C}_{\text{орг}}$ на Mn	?	0,04	?	0 006
$\text{C}_{\text{орг}}$ остаточный	0,82	0,75	0,50	0,35
$\text{C}_{\text{орг}}$ первичный	0,88	0,84	0,57	0,38
Расход $\text{C}_{\text{орг}}$ по отношению к первичному	7,0	12	12	7,0

этой зоны, но из продолжения ее в Индийский океан автор располагал профилем из четырех станций, любезно переданных А. П. Лисициным, за что выражаю ему искреннюю признательность.

Колонки сложены слабокремнистыми диатомовыми алевроитовыми и алевроито-пелитовыми илами. Редукционный баланс для них, подсчитанный по формам железа, показан в табл. 6. Как видим, содержание суль-

Таблица 6

Редукционный баланс осадков по периферии Антарктического континента

Компоненты	№№ станций, глубина, м			
	186 360	183 1850	182 2962	181 3520
$\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$, %	0,57	1,8	1,53	0,9
Расход SO_4^{2-} , %	0,012	0,225	0,027	0,033
То же в литрах морской воды	0,045	0,95	0,1	0,12
Количество пирита, %	0,00645	0,110	0,011	0,013
Количество гидротроилита, %	0,00157	0,0071	0,008	0,010
Расход $\text{C}_{\text{орг}}$ на $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$, %	0,029	0,09	0,080	0,045
То же на образование сульфидов, %	0,0039	0,043	0,012	0,014
Всего, %	0,033	0,133	0,092	0,059
То же в литрах морской воды	13,46	54,3	37,6	31,1
Остаточное $\text{C}_{\text{орг}}$, %	0,36	0,56	0,42	0,28
Первичное $\text{C}_{\text{орг}}$, %	0,393	0,69	0,51	0,34
Расход $\text{C}_{\text{орг}}$ по отношению к первичному, %	8	Около 20	18	17

фидов ничтожно, причем они присутствуют далеко не всегда, а лишь на отдельных интервалах разреза, исчезая на других. Затраты SO_4^{2-} на редукцию возрастают от 0,045 л на прибрежной станции 186 до 0,95 л на станции 183 и спускаются до 0,1—0,12 л на станциях 182 и 181. Количество $\text{C}_{\text{орг}}$ (остаточного) вполне гармонирует с этими величинами — 0,28—0,56%. Так как содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ на Индийском профиле в точности отвечают содержаниям в приантарктической зоне Тихого океана, то мы вправе говорить о наличии в осадках последней сульфидов, хотя и в весьма незначительных количествах.

Итак, на всем протяжении изменчивой по ширине западной окраины Тихого океана от крайнего севера до крайнего юга, а также вокруг крупных островов, мы постоянно встречаемся с большим или меньшим развитием редукционных процессов, включая образование сульфидов железа. Но как обстоит дело на более удаленной — пелагической — части площади Тихого океана?

К сожалению, разрезов из этой области у автора не было, и потому приходится оперировать литературными данными.

Три указания в этом отношении особенно существенны. Так, Г. Аррениус (Arrhenius, 1963) в статье, посвященной специально минералогии пелагических отложений Тихого и Индийского океанов, даже не упоминает о наличии в них сульфидов Fe; описываются окислы Fe и Mn, карбонаты Ca, фосфаты, силикаты и т. д., но о сульфидах ни слова; очевидно, ему не случалось наблюдать их в тех многометровых колонках пелагических илов, которые ему были известны.

Столь же определены высказывания В. П. Петелина (Осадкообразование в Тихом океане, 1970). Пирит в осадках Тихого океана, пишет он, «характерен для алевроитовых и глинистых осадков, образующихся в восстановительных условиях (некоторые участки шельфа, материковый склон, отчасти глубоководные желоба). Содержание его в алевроитовой фракции чаще всего не превышает 5—6% тяжелой подфракции, но иногда достигает 22% (Алеутский желоб) ... Распространение его в краевой зоне океана связано с высоким содержанием в осадках органического вещества» (1970 г., кн. 1, стр. 353).

«В центральной части Тихого океана, — по словам Э. А. Остроумова и И. И. Волкова, — при прохождении трубкой 5-метровой толщи осадков восстановление сульфатов не наблюдалось» (там же, кн. 2, стр. 273).

Итак, можно считать установленным, что не только области пелагической красной глины, но и площади радиолариевых и известковых фораминиферовых илов лишены редукционных процессов на всю доступную исследованию глубину; в частности, лишены сульфатредукции.

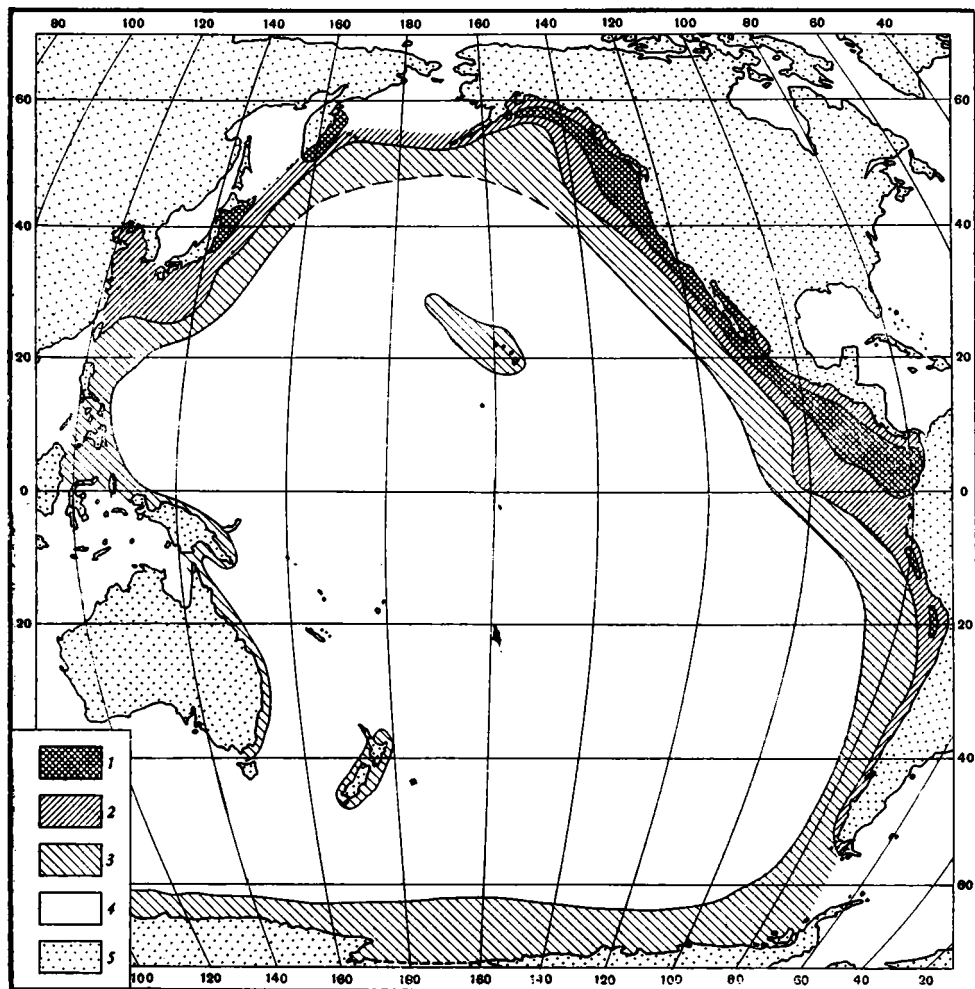
5. ОБЩАЯ СХЕМА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И «ОБМЕНА ВЕЩЕСТВ» В ТИХОМ ОКЕАНЕ

Исходя из изложенного выше, была сделана попытка дать графическую схему локализации редукционных процессов разной интенсивности на площади Тихого океана. При составлении ее автор руководствовался следующими принципами. В илах бескарбонатных или слабокарбонатных, а также бескремнистых или слабоскремнистых редукционные процессы усиливаются параллельно с увеличением содержания $S_{орг}$. Беря за критерий их интенсивности поглощение илом SO_4^{2-} в литрах морской воды и соотношения с $S_{орг}$, установленные в северо-западной части океана (Японский профиль, Курило-Камчатская область), получаем следующие градации SO_4^{2-} и отвечающие им величины $S_{орг}$ остаточного:

1. SO_4^{2-}	10—3 л	$\rightarrow S_{орг}$	остаточное	1,5—1,0% $\rightarrow$ сильные редукционные процессы
2. SO_4^{2-}	3,0—1,2 л	$\rightarrow S_{орг}$	»	1,0—0,5% $\rightarrow$ умеренные;
3. SO_4^{2-}	1,2—0 л	$\rightarrow S_{орг}$	»	0,5—0,3% $\rightarrow$ слабые;
4. SO_4^{2-}	0	$\rightarrow S_{орг}$	»	0,28—0,25% $\rightarrow$ редукция отсутствует.

В илах с содержанием 20% $CaCO_3$ минимальные концентрации $S_{орг}$, необходимые для начала редукции, сильно повышаются, примерно на 1% и больше, за счет присутствия омертвленной органики в раковинах. Это заключение получено по данным не только для Тихого, но и для Индийского океанов.

Из схемы (фиг. 8) видно, что в Тихом океане областями сильных редукционных процессов и интенсивного «обмена веществ» между осадка-

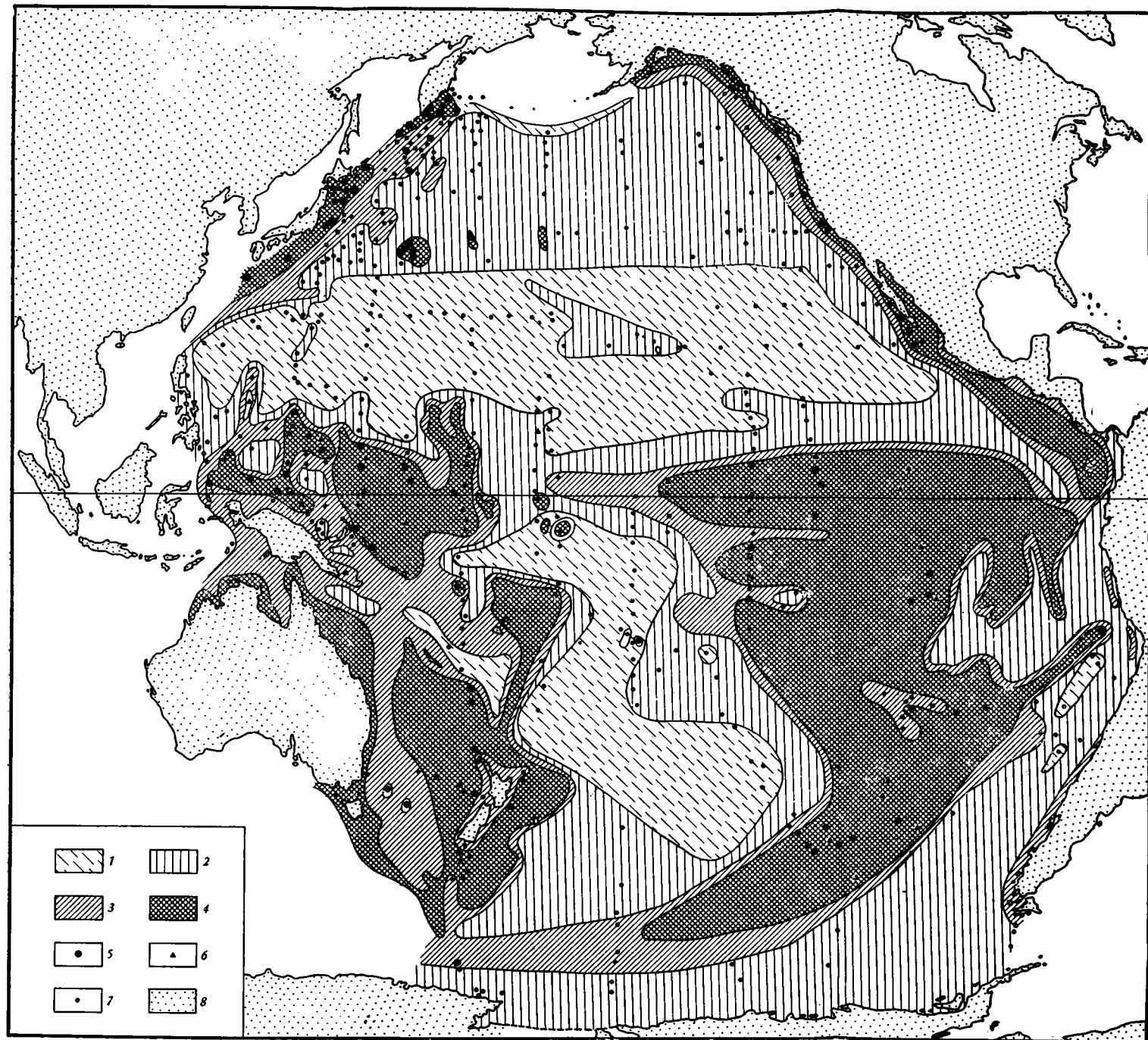


Фиг. 8. Схема локализации и интенсивности редукционных процессов («обмена веществ») в Тихом океане
 1 — интенсивные процессы; 2 — умеренные процессы; 3 — слабые процессы; 4 — редукция отсутствует; 5 — суша

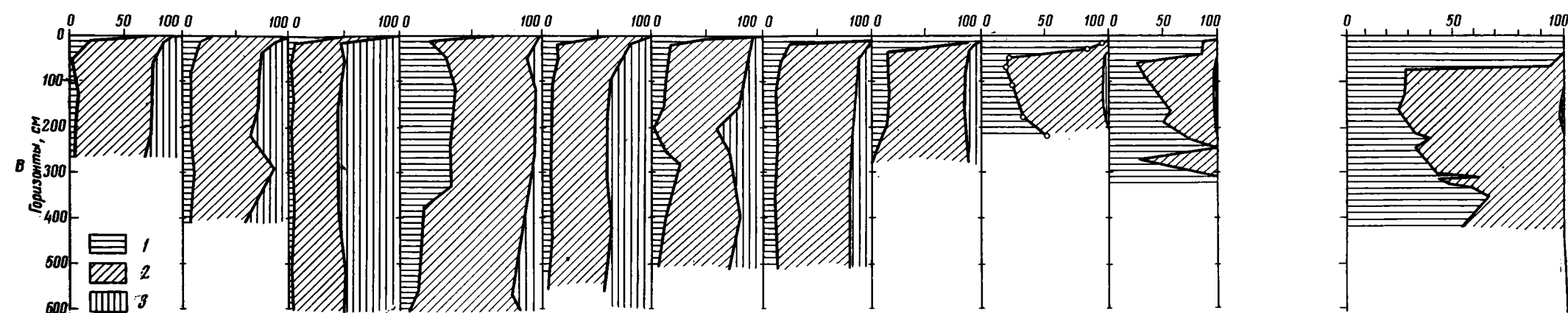
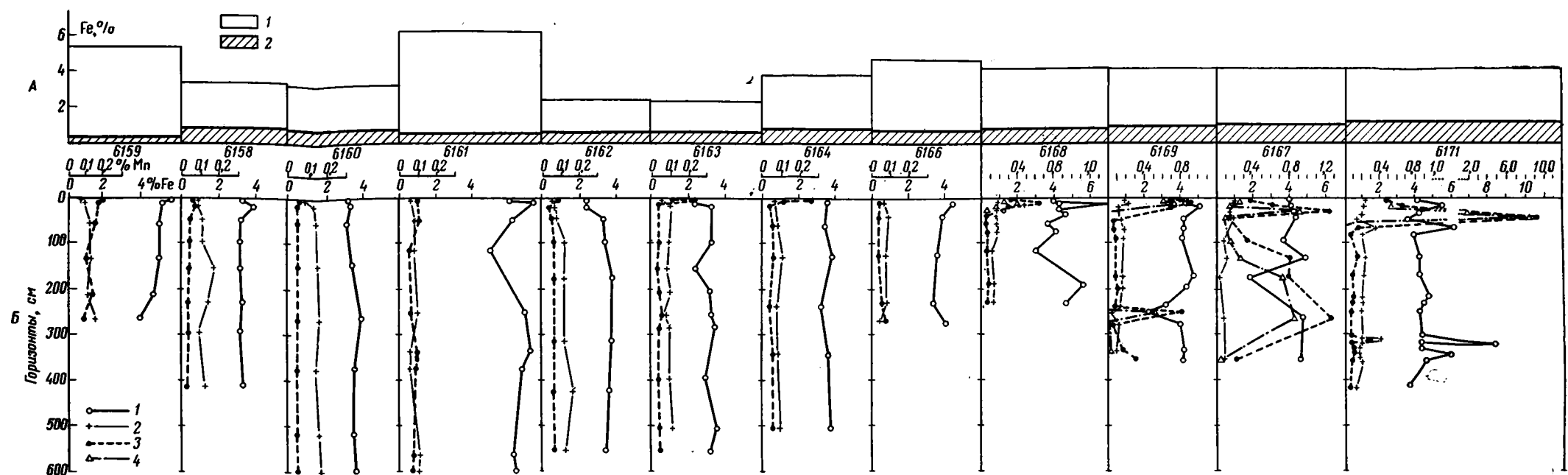
ми и наддонной водой являются самые периферические зоны океанов, охватывающие шельф, континентальный склон и частью глубоководные желоба. Здесь диффузионное поглощение SO_4^{2-} илом $10-3 \text{ л}$ при $\text{C}_{\text{орг}}$ остаточном выше 1% (1—1,5%). При более высоком $\text{C}_{\text{орг}}$ остаточном редукционные процессы и «обмен веществ», вероятно, еще более сильны.

На западе область интенсивных процессов имеет ограниченные размеры у Японских и Курильских островов. На востоке она протягивается широкой лентой от Аляски вдоль побережья Северной и Средней Америки. Особой интенсивности редукция и обмен веществ достигают в Калифорнийском заливе. Более слабое площадное развитие интенсивной редукции на западе океана объясняется наличием здесь окраинных морей: Берингова, Охотского, Японского и др., улавливающих питательные материалы с суши; в водах этих морей обилён планктон, а в осадках — много $\text{C}_{\text{орг}}$ и сильна редукция.

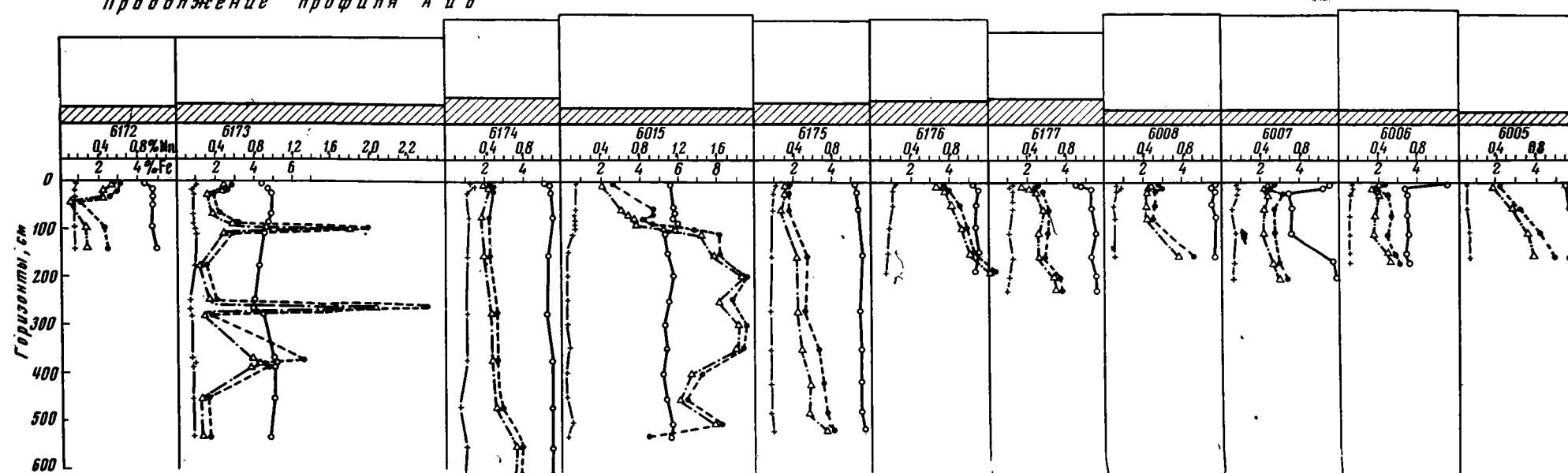
Полоса умеренных редукционных процессов расположена мористее. Она начинается несколько южнее Японских островов (около 20° с. ш.) и непрерывной лентой протягивается сначала вдоль западной окраинной



Фиг. 9. Содержание $C_{орг}$ в расчете на бескарбонатное и бескремневое вещество, %
 1 — менее 0,25; 2 — 0,25—0,5; 3 — 0,5—1; 4 — 1—1,5; 5 — 1,5—2; 6 — более 2; 7 — стан-
 ции; 8 — суша



Продолжение профиля А и Б



Фиг. 2. Формы железа и марганца в осадках
 А — $Fe_{вал}$ в поверхностном слое осадков: 1 — $Fe_{облом}$, 2 — $Fe_{реакц}$; Б — распределение железа и марганца по вертикали осадков: 1 — $Fe_{вал}$, 2 — $Fe_{реакц}$, 3 — $Mn_{вал}$, 4 — Mn^{4+} ;
 В — формы реакционноспособного железа по вертикали осадков ($Fe_{реакц}=100\%$): 1 — Fe^{3+} , 2 — Fe^{2+} , 3 — $Fe_{сульфит}$

части океанического ложа, затем к югу от Алеутской гряды и вдоль Северной и Южной Америки до примерно 30° ю. ш.

Полоса *слабых и затухающих* редукционных процессов развита еще шире; она оконтуривает всю краевую часть океанического ложа под всеми широтами. Но ширина ее разная в разных местах. Она больше там, где океан ограничен континентами и уже, где — островами, за которыми располагаются краевые моря. Исключение составляет Австралия, около которой ширина зоны редукции минимальна. Здесь сказывается отрицательное действие карбонатной седиментации.

Общая ширина редукционной зоны варьирует от нескольких сотен километров как минимум до 1500—1100 км и даже до 2000—3000 (в восточной части океана).

Вся колоссальная пелагическая часть Тихого океана инертна, мертва с точки зрения редукционных процессов и «обмена веществ» между илом и наддонной водой. Исключение составляют крупные острова, около которых редукционный процесс все же развит, но слабо.

Обычное объяснение этого явления состоит в том, что органическое вещество отмерших планктонных форм, проходя мощную 5—6-километровую толщу воды, успевает настолько разрушиться и потерять свои активные компоненты, что на дно приходит совершенно инертным и неспособным ни к каким редукционным воздействиям даже на Fe^{3+} и Mn^{4+} , не говоря уже об SO_4^{2-} . Такой же точки зрения до сих пор придерживался и автор этих строк. Но работа по балансу редукционных процессов показала, что дело обстоит сложнее. Мы видели выше, что помимо обычной формы органического вещества, вносимого в ил за счет бескелетного планктона, существует еще органика инертная, входящая в состав раковин известковидных организмов, особенно фораминифер. Ее присутствие не содействует редукции SO_4^{2-} , но повышает содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в илах и тот уровень, при котором начинается редукция вообще.

Представление о массе этой инертной «запечатанной» органики дает карта (фиг. 9; см. вклейку к стр. 29), на которой показано распределение $\text{C}_{\text{орг}}$ в процентах на бескарбонатное и бескремнистое вещество. Карта эта построена на данных, опубликованных в работе «Осадкообразование в Тихом океане» (1970).

В северной половине Тихого океана, от 50° с. ш. до примерно 15° с. ш., количество и распределение $\text{C}_{\text{орг}}$ в бескарбонатном веществе мало чем отличается от содержаний и распределения его в натуральном сухом осадке. Но в огромной полосе, расположенной южнее, между 15° с. ш. и 60° ю. ш., обе карты различаются настолько резко, что, по существу, почти не имеют ничего общего. Главная особенность указанной зоны состоит в том, что вдоль западной и восточной ее третей в пелагиали протягиваются области высоких содержаний $\text{C}_{\text{орг}}$ (1—1,5% и выше), между которыми располагается средняя треть, напротив, с содержаниями $\text{C}_{\text{орг}}$ очень низкими (менее 0,25%) или низкими (0,25—0,5%). Очертания областей пелагической аккумуляции $\text{C}_{\text{орг}}$ очень прихотливы. На востоке это сплошная зона треугольных очертаний с несколькими лопастями, отходящими от основного массива по его западной и восточной периферии. Внутри площади на фоне содержаний 1—1,5% встречается ряд участков, где установлены концентрации $\text{C}_{\text{орг}}$, равные 1,5—2% и даже свыше 2%; оконтурить их по имеющемуся числу точек невозможно; получается лишь впечатление об их пестрой локализации. На западной трети рассматриваемой зоны содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ 1—1,5% образуют два крупных прихотливых очертаний пятна: одно — экваториальное, другое — к югу от 18° ю. ш.; кроме того, имеется прибереговая полоса с высоким $\text{C}_{\text{орг}}$ вдоль Австралии. В двух первых пятнах на фоне 1—1,5% $\text{C}_{\text{орг}}$ встречаются содержания, равные 1,5—2,0 и более 2%, оконтурить которые мы тоже пока не в состоянии.

Совершенно очевидно, что на западной и восточной третях Тихого океана, занятых фораминиферовыми илами, происходит значительная концентрация органического вещества сравнительно с пелагической зоной в северной половине Тихого океана и в срединной трети южной его половины. Если учесть, что содержание $C_{орг}$ в красной глине в среднем 0,25%, а на площади фораминиферовых илов — 1—1,5% (на бескарбонатное вещество), то становится очевидным, что на последних сконцентрированы массы органического вещества в 4—6 и более раз превосходящие массы в пелагической красной глине. Эти массы, привнесенные фораминиферами, не оказывают никакого воздействия на редукционный процесс. И не потому, что они успели разрушиться во время прохождения через 5—6-километровую толщу воды, а потому, что запечатаны внутри раковин, приведены в неактивное состояние, омертвлены.

Итак, отсутствие редукционных процессов в пелагических илах имеет не одну, а две причины. В области красной глины и радиоляриевых илов это *достаточная разрушенность органического вещества*, которое к тому же находится в осадке в совершенно мизерных количествах. Но в фораминиферовых илах кроме этой сильно разрушенной и нереакционноспособной органики присутствует еще иное органическое вещество и в гораздо больших (4—6 раз) количествах, но запечатанное в раковинах и потому нереакционноспособное. Иначе говоря, в пелагических илах вообще мы должны считаться с присутствием органического вещества двух разных типов. Оба они нереакционноспособны, но по совершенно разным причинам.

Интересный сам по себе, этот факт приобретает особый интерес, если вспомнить, что *раковины фораминифер и других организмов содержат от 0,05 до 0,349% сульфатной серы, что отвечает 0,15—1,15 SO_4^{2-}* (Остроумов, Волков, 1964). Здесь в ближайшем соседстве сосуществуют две резко неустойчивые фазы, образуя типичную неуравновешенную систему, и тем не менее редукционный процесс не идет. Ситуация парадоксальная! Причина ее, несомненно, в том, что обе эти фазы находятся в твердом состоянии и разобщены кальцитовыми микрокристаллами. В илу же они соприкасаются через воду, и взаимодействие между ними неизбежно начинается.

6. ДИНАМИКА РЕДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И МОЩНОСТЬ АКТИВНОЙ ЗОНЫ ОСАДКОВ

Выше мы имели дело с итогом восстановительных процессов на разных участках Тихого океана, но в интересующем нас вопросе можно продвинуться и дальше и «проникнуть» в динамику редукционного процесса. Возможность эту создает другой, упомянутый во вступлении, метод, который заключается в *сопоставительном анализе изменений твердых фаз, порожденных редукционными процессами, с изменениями состава иловой воды на разных горизонтах колонок*. Чрезвычайно интересные в этом отношении материалы были собраны на Японском профиле во время 46-го рейса «Витязя» в 1969 г.

Анализ динамики удобно начать с распределения суммарных содержаний серы, производной от H_2S , на разных горизонтах осадка. Необходимые данные собраны в табл. 7; они заимствованы из работ И. И. Волкова с сотрудниками (1972) и М. Г. Валяшко и др. (1972).

Весьма показательны данные по станции 6160, которые мы и разберем в первую очередь.

Диффузионное проникновение SO_4^{2-} на этой станции, как и редукционный процесс, отмечаются уже в самом верхнем горизонте ила: 0—2 см. Здесь в илу сконцентрировано уже 0,063% серы, что отвечает диффузии SO_4^{2-} из 0,23 л морской воды. Примерно 15 см ниже (12—18 см) содержание серы поднимается до 0,864%, что отвечает диффузионному

Динамика «обмена веществ» между илами и наддонной водой

Горизонт, см	Характер осадка	S сульфатов илов. воды, %	ΣS_{H_2S} в илу, %	Alk, мг/экв
Станция 6158, глубина 490 м				
0—2	Ил глинистый с примесью алеврита	0,103	0,038	3,00
3—5	То же	0,131	0,045	—
15—20	То же с кусочками пемзы	0,122	0,124	3,36
44—47	Ил глинистый, запах H_2S	0,114	0,404	3,52
92—97	То же	0,093	0,435	—
130—150	» »	—	—	37,4
150—160	» »	0,083	0,634	—
225—235	» »	0,100	0,622	—
250—267	» »	—	—	8,94
290—300	» »	0,094	0,334	—
370—390	» »	—	—	10,44
405—420	» »	0,101	0,693	—

C_{орг} исходный средний—0,77%

Станция 6160, глубина 1300 м

0—2	Ил глинистый с примесью алеврита	0,087	0,063	—
12—18	То же	0,093	0,864	—
20—30	» »	—	—	4,09
50—60	» »	0,102	0,894	—
75—100	» »	—	—	6,50
145—155	» »	0,054	1,028	—
180—210	» »	—	—	11,76
260—270	» »	0,066	1,037	—
343—370	» »	—	—	14,11
370—382	» »	0,052	0,983	—
482—500	» »	—	—	25,8
515—525	То же, очень плотный, вязкий	0,027	0,984	—
600—610	» »	—	—	31,79
630—646	» »	0,013	1,124	—
715—725	» »	?	1,114	—
750—775	» »	?	—	30,4
790—800	» »	?	0,943	—
810—840	» »	—	—	15,40

C_{орг} исходный средний—1,97%

Станция 6162, глубина 4110 м

0—1	Ил глинистый с примесью алеврита	0,086	0,068	—
1—10	То же	—	—	3,99
10—20	» »	—	—	4,57
18—23	» »	0,086	0,184	—
30—50	» »	—	—	4,66
90—100	» »	0,093	0,571	—
130—150	» »	—	—	11,35
170—180	» »	0,069	0,596	—
210—230	» »	—	—	14,75
310—320	» »	0,046	0,614	—
380—415	» »	—	—	28,29
415—430	» »	0,025	0,718	—
526—550	» »	—	—	34,49
550—560	» »	0,004	0,613	—

C_{орг} исходный средний—1,57%

Таблица 7 (продолжение)

Горизонт, см	Характер осадка	S сульфатов иловой воды, %	ΣS_{H_2S} в илу, %	Alk, мг/экв
Станция 6163, глубина 7400 м				
0—1	Ил глинистый	—	—	—
5—10	То же	—	—	3,71
15—20	» »	0,086	0,113	4,47
25—40	» »	—	—	6,13
60—80	» »	—	—	9,54
90—100	» »	0,066	0,210	—
150—160	» »	0,047	0,225	—
160—185	» »	—	—	25,4
200—210	» »	0,033	0,507*	—
250—260	» »	—	0,258	—
260—295	» »	—	—	35,65
310—330	» »	0,019	0,221	—
390—400	» »	0,003	0,242	—
505—515	» »	0,002	0,399	—
555—570	» »	0,003	0,290	—
610—640	» »	—	—	45,58

C_{орг} исходный средний—1,40%

Станция 6175, глубина 5930 м

1—5	Ил глинистый коричневым, с шоколадным оттенком	0,085	0,092	2,85
5—10	То же	—	—	2,71
25—50	» »	—	—	3,78
50—60	» »	0,089	0,057	—
130—150	» »	—	—	2,68
150—160	» »	0,105	0,038	—
235—260	» »	—	—	2,70
340—350	» »	0,082	0,082	—
355—380	» »	—	—	3,00
410—420	» »	0,080	0,060	—
485—500	» »	—	—	2,87
510—520	» »	0,105	0,073	—

C_{орг} исходный средний—0,18%

* Примазки гидротроилита.

насасыванию SO_4^{2-} из 9,6 л морской воды: процесс, как видим, здесь весьма энергичен. В следующих, примерно, полутора метрах диффузия SO_4^{2-} сильно замедляется, ибо в интервале 12—155 см содержание серы в осадке поднимается всего на 0,164%. Начиная же со 155 см, количество суммарной серы в илах стабилизируется на уровне $1,05 \pm 0,06\%$. Это свидетельствует, с несомненностью, что диффузионное проникновение SO_4^{2-} практически прекращается или, точнее, идет столь ничтожными темпами, что не отражается на содержаниях ΣS_{H_2S} в илах. Колебания суммарной серы вызываются главным образом перераспределением сульфидов в илах. Что оно действительно здесь имеет место, показывают данные по колонке станции 6163, где на уровне 310—330 см имеется резко выраженное скопление гидротроилита (0,113% $S_{гидр}$ против обычных 0,005—0,007%), а на уровне 200—210 см — пирита (0,448% $S_{пир}$ против 0,1—0,2%).

Но в осадках помимо сульфидной серы в твердой фазе имеется также SO_4^{2-} , растворенная в иловой воде. Спрашивается, как отражается на ее количествах интенсивное диффузионное насасывание SO_4^{2-} илом?

Из цифр табл. 7 явствует, что в верхних 60 см колонки, где происходит наиболее интенсивное диффузионное проникновение SO_4^{2-} в ил, содержание сульфатного иона в иловой воде остается на уровне, обычном для нормальной морской воды. Как это понять? Очевидно, только как свидетельство того, что *скорость диффузионного проникновения SO_4^{2-} в ил в этом интервале равна скорости его редукции*. Поэтому-то поступление больших масс SO_4^{2-} в ил здесь и не находит даже приблизительно отражения в содержаниях сульфатного иона в иловой воде.

Ниже, на интервале 60—155 см, там, где диффузионное проникновение SO_4^{2-} в ил резко замедляется и, наконец, прекращается, содержания сульфатной серы в иловой воде заметно падают с 0,102% до 0,054%. Очевидно, редуционный процесс на этом уровне, не получая достаточного питания за счет диффузии SO_4^{2-} из наддонной воды, *начинает восстанавливать сульфаты самой иловой воды, захороненной в осадке*. В интервале 155—840 см, уже отрезанном от поступления SO_4^{2-} из наддонной воды, редукция может идти только за счет сульфатов иловой воды, и потому содержание в ней $S_{\text{сульфатной}}$ понижается до 0,013% на уровне 630—646 см; ниже концентрация сульфатов становится, вероятно, еще меньшей.

Таким образом, *диффузионное проникновение SO_4^{2-} на станции 6160' имеет ограниченную глубину — до 155 см; в более низкие горизонты сульфатный ион из наддонной воды практически не проникает*. Сама диффузия наиболее интенсивно происходит на первых 15 см иловой колонки; на большей глубине она идет все убывающими темпами. *Скорость редукции SO_4^{2-} в верхних горизонтах колонки равна скорости диффузионного проникновения ее в ил, и потому диффузия практически не отражается на содержании сульфатного иона в иловой воде этих горизонтов*. Но в более глубоких слоях (60—155 см), где диффузия SO_4^{2-} замедляется, начинается редукция SO_4^{2-} уже и иловой воды. Ниже 155 см редукция происходит лишь за счет иловой воды, в которой содержания SO_4^{2-} убывают до очень низкого уровня.

Как обстоит дело в других станциях, более прибрежных, чем станция 6160, и более мористых? Данные табл. 7 показывают, что на станции 6158 рост суммы сульфидов прослеживается до конца колонки, содержание же SO_4^{2-} удерживается на одном уровне практически во всем этом интервале, испытывая незакономерные колебания. По-видимому, в более грубозернистых отложениях диффузия SO_4^{2-} проникает на большую глубину, чем на станции 6160. На трех станциях более мористых и с тонкозернистым осадком уровень диффузионного проникновения SO_4^{2-} в ил (и соответственно, редукции ее) остается прежним: на станции 6162 он находится где-то в интервале 100—170 см; на станции 6163—100—160 см. В обоих случаях до этого уровня редукции сульфатов иловой воды почти не происходит и обозначается она только с этой глубины, доходя практически до конца уже на глубинах 550—560 см, в то время как на таких же глубинах в колонке станции 6160 сульфатов остается еще заметное количество — 0,027%.

В еще более мористых станциях, начиная со станции 6165, сульфидный клин постепенно погружается в более глубокие горизонты, все менее доступные диффузии SO_4^{2-} , а количество $S_{\text{орг}}$ становится таким, что редуционные процессы вообще резко ослабевают, так что убывание сульфатов в иловой воде прекращается; содержание SO_4^{2-} в иловой воде здесь даже увеличивается за счет освобождения SO_4^{2-} из сульфоалюминатов (?). Этот процесс вполне завершается к станции 6172, где сульфидообразование отсутствует. Очень ярко постоянство содержаний $S_{\text{сульфатной}}$ и повышенное количество ее в иловой воде видно на станции 6175 (табл. 7).

Редукция сульфатной серы, насыщаемой в ил, порождает, как мы знаем, HCO_3' . Какова судьба этого иона? Вопрос этот особенно интере-

сен, ибо количество генерируемого HCO_3' , как мы знаем, огромно и на станции 6160 отвечает содержаниям в 283 л морской воды, т. е. около 566 мг/экв. Вопрос решается последней графой табл. 7, где показана щелочность иловой воды в мг/экв.

Так как диффузионное насыщение SO_4^{2-} и ее редукция осуществляются в первых 150 см разреза, то, очевидно, именно в этом же интервале происходит и генерация эквивалентной массы HCO_3' . Здесь, следовательно, мы должны ожидать максимальную величину щелочного резерва, отвечающую многим десяткам и даже первым сотням литров морской воды. Между тем непосредственные определения HCO_3' в интервале 0—155 см показывают содержания всего в 4,09 и 6,50 мг/экв HCO_3' . Это никак не отвечает ожидаемым величинам.

Причина столь резкого несоответствия ожидаемого и реально существующего очевидна: *масса HCO_3' , возникающая в первых 1,5 м осадка за счет редукции насыщаемой илом SO_4^{2-} , практически целиком эвакуируется из илов в наддонную воду.* Отчетливое увеличение щелочного резерва наступает глубже 150 см, т. е. глубже зоны диффузии SO_4^{2-} из наддонной воды, причем происходит здесь параллельно с убылью сульфатов в иловой воде. Это значит, что источником щелочного резерва глубоких горизонтов ила являются *сульфаты самой иловой воды*. Не случайно поэтому, что щелочной резерв ограничен по размерам; его максимум составляет на станции 6160 37,79 мг/экв, на станции 6162 — 34,99 мг/экв, на станции 6163 — 45,58 мг/экв, т. е. он не превосходит и даже не достигает тех 54—56 мг/экв, которые свойственны наддонной океанской воде, захваченной илом в процессе седиментации. Этого и следовало ожидать, поскольку источником HCO_3' в более глубоких горизонтах ила являются именно сульфаты иловой воды.

Из сказанного следует, что зоной интенсивного «обмена веществ», связанного с редукцией SO_4^{2-} , или иначе, *активной зоной*, являются верхние, примерно 1,5 м глинистого осадка. Именно здесь происходят интенсивные разнонаправленные диффузионные потоки SO_4^{2-} , поглощаемой илом, и HCO_3' , отдаваемой им в поддонную воду. При этом в «обмене веществ» участвуют очень большие массы SO_4^{2-} и HCO_3' , особенно если сопоставлять их с содержанием в морской воде.

Законен вопрос, действительно ли вся масса генерированного HCO_3' удаляется из активной зоны в наддонную воду, не задерживаясь в этой зоне хотя бы частично в виде, например, новообразованных карбонатов Fe и Mn? Исключить такую возможность нельзя, но и доказать петрографически наличие диагенетических карбонатов не удастся. Обычно с генерацией HCO_3' в активной зоне илов связывают перекристаллизацию углекислого кальция. Но при перекристаллизации ион HCO_3' играет *временную служебную роль*: вначале переводит более растворимую (обычно арагонитовую) фазу CaCO_3 в раствор, а затем — при осаждении диагенетического CaCO_3 — вновь удаляется из ила. Это на балансе редукционных процессов не сказывается. Отсюда следует, что по крайней мере подавляющая масса генерированного в активной зоне ила HCO_3' действительно покидает ил и уходит в наддонную воду.

Нельзя обойти и другой вопрос. В процессе диагенеза имеет место уплотнение более низких горизонтов осадка и отжимание из них в верхние слои иловой воды. Как отзывается это на геохимии активной зоны?

Совершенно очевидно, что твердые фазы серы ($\Sigma \text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$) отжимание иловой воды никак не затрагивает; их распределение по вертикали колонок остается неизменным. А это главное при выделении активной зоны осадка! Иловая вода, отжимаемая снизу вверх, как было показано, беднее SO_4^{2-} и богаче HCO_3' , чем первичная вода в активной зоне. Это значит, что *поступление отжимаемой воды будет уменьшать количество SO_4^{2-} в нижней части активной зоны и увеличивать в ней содержание HCO_3'* . Мы приписывали эти характерные перемены в иловой воде це-

ликом началу редукции унаследованных масс SO_4^{2-} в нижней части активной зоны. Но не исключено, что за этими изменениями кроется частично или целиком воздействие отжимаемых вверх иловых вод из более глубоких горизонтов колонок. Если такое объяснение правильно хотя бы частично, приходится принять, что реальная интенсивность редукции сульфат-иона первичной иловой воды в активной зоне меньше, чем принималось выше. Если же падение концентраций SO_4^{2-} и повышение щелочного резерва в активной зоне вообще происходят за счет отжимаемого снизу илового раствора, то *процессы редукции SO_4^{2-} первичной иловой воды в активной зоне вообще отсутствуют, а имеет место только редукция сульфат-иона, диффузионно проникающего в ил из наддонной воды.* Как бы ни решалась эта альтернатива, оба решения не отменяют факта реального существования активной зоны осадка, а только несколько изменяют ее черты — с точки зрения источника SO_4^{2-} для восстановительных в ней процессов. *Свидетельством реального наличия активной зоны осадка является распределение твердых фаз серы, возникших в диагенезе. А это, повторяю, не зависит от отжимания иловых вод из более глубоких горизонтов осадков.*

Выделяя активную зону в глинистых илах шельфа, континентального склона и Японской впадины, следует подчеркнуть, что *не только SO_4^{2-} практически не проникает глубже этой зоны, но и ион HCO_3^- , генерированный ниже ее границы, не эвакуируется через нее в наддонную воду.* Причина этого в том, что по мере углубления в осадок его влажность, плотность, и, стало быть, проницаемость убывает, причем особенно сильно в верхних 1,5—2 м. По многочисленным определениям А. П. Лисицына и А. В. Фотиева (1956), влажность илов Берингова моря с 70—75% на поверхности дна падает на глубине около 2,0 м до 50%, т. е. на 20—25%, между тем как последующее углубление до 33 м от дна приводит к уменьшению влажности всего на 10% (до 40%). В уплотняющемся грунте диффузия происходит (в обоих направлениях) все медленнее и, наконец, наступает момент, когда *скорость ее становится меньше скорости нарастания осадков, т. е. скорости осадочного процесса.* Появление таких соотношений, по-видимому, и определяет глубину активной зоны. И поскольку в разных петрографически осадках этот момент реализуется неодинаково быстро, мощность активной зоны, естественно, несколько варьирует в разных бассейнах и разных осадках одного и того же водоема: в глинистых и алевропелитовых илах 1,5—2,5 м, в других может быть несколько больше или меньше, но всегда невелика. По смыслу своему активная зона является как бы экраном, *отделяющим глубокие горизонты осадка от наддонной воды.* В них диагенетическое минералообразование идет вне сколько-нибудь ощутимого взаимодействия с наддонной водой и представляет собою собственно процесс саморавновешивания сложной физико-химической системы.

Для понимания диагенетического минералообразования выделение активной зоны представляет крупный интерес как специфический начальный его момент. Совокупность минеральных новообразований в этой зоне ограничивается *сульфидами железа* (и, понятно, прочих тяжелых металлов), *с которыми здесь комбинируются силикаты железа — лептохлориты и глауконит.* Карбонаты железа и марганца практически неустойчивы. Нет и ясно обозначенных конкреций — только микростяжения FeS_2 . Возникает вопрос: когда же и где образуются карбонаты Fe, Mn и их конкреции? К нему мы вернемся в особом сообщении, пока же остановимся на чисто фактическом положении дел.

В качестве побочного результата вышеизложенных данных отметим, что гидрохимики, изучавшие только содержания SO_4^{2-} и HCO_3^- в иловой воде и игнорировавшие формы серы в осадках, пропустили главную зону редукции сульфатного иона, совпадающую с активным слоем осадка. Они ловили редукцию SO_4^{2-} на ее затухании в низах активной

зоны (?), главным же образом ниже ее. В связи с этим им остался неизвестен и общий объем редукционных процессов (в части SO_4^{2-}), который почти в 20 раз превосходит указываемые ими величины по иловой воде.

Тихий океан — самый крупный водоем гумидного типа и потому на нем мы знакомимся с тем течением и локализацией редукционных процессов и «обмена веществ», какие свойственны океанам вообще. В окраинных и внутриконтинентальных морях вместе с убыванием размеров бассейнов и изменениями их гидрохимических черт характерно меняются и редукционные процессы по интенсивности и локализации внутри бассейна. Разбор этих изменений, однако, требует особого сообщения.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г., Гурский Ю. И., Быкова В. С., Павлова Г. А., Демина Л. Л. Физико-химическая характеристика осадков, биогенные элементы и бор в иловых водах северо-западной части Тихого океана. — Вестник МГУ, 1972.
- Волков И. И. Определение различных форм соединений серы в морских отложениях. — Тр. Ин-та океанологии, М., 1959, т. 33.
- Волков И. И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращение в осадках Черного моря. — Тр. Ин-та океанологии, М., 1964, т. 67.
- Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Ягодинская Т. А. Сера в тихоокеанских осадках к востоку от Японии (см. настоящий №). — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Лисицын А. П. и Фотиев А. В. Объемный вес современных осадков Берингова моря. — Докл. АН СССР, 1956, т. 108, № 1.
- Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1—2. «Наука», Москва, 1970.
- Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря. — Тр. Ин-та океанологии, М., 1953, т. 7.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. О формах соединений серы в донных отложениях Тихого океана у Новой Зеландии. — Тр. Ин-та океанологии, М., 1960, т. 42.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. Сульфаты морских иловых отложений. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 3.
- Остроумов Э. А., Фомина Л. С. Соединения серы в отложениях Марианской впадины. — Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 2.
- Остроумов Э. А., Фомина Л. С. О формах соединений серы в донных отложениях северо-западной части Тихого океана. — Тр. Ин-та океанологии, М., 1960, т. 32.
- Остроумов Э. А., Шилов В. М. Распределение сернистого железа и сероводорода в донных отложениях северо-западной части Тихого океана. — Тр. Ин-та океанологии, М., 1958, т. 27.
- Розанов А. Г., Соколов В. С., Волков И. И. Формы железа и марганца в осадках северо-западной части Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970.
- Фомина Л. С. Окислительно-восстановительные процессы в донных отложениях юго-западной части Тихого океана. — Тр. Ин-та океанологии, М., 1962, т. I—IV.
- Arrhenius G. Pelagic Sediments. In: «The Seas, Ideas and Observations», v. III, 1963.
- Correns C. W. Die Sedimenten des aquatorialen Atlantischen Oceans. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutsch. Atlant. Expedition «Meteor». B. Theil 3 (C. D.), 1935.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
4.XII.1971

УДК 553.61 : 552.5 + 552.313 (470.5)

ГЛИНООБРАЗОВАНИЕ ПРИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВ СИЛУРА ЮЖНОГО УРАЛА

М. А. РАТЕЕВ, Б. П. ГРАДУСОВ, М. Н. ИЛЬИНСКАЯ

Минералого-петрографическим и рентгеноструктурным изучением андезитов и миндалекаменных базальтов силура Южного Урала, затронутых гидротермальными постмагматическими изменениями, обнаружена серия смешаннослойных минералов в интервале от слабонабухающих хлоритов до триоктаэдрического монтмориллонита. Соотношение пакетов и мотивы переслаивания изменяются достаточно закономерно. Количество хлоритовых пакетов в смешаннослойных фазах максимально в зоне разломов (с более интенсивными изменениями пород) и убывает при удалении от разлома в сторону более свежих андезито-базальтов. Глинообразование сопровождается интенсивной альбитизацией, цеолитизацией, карбонатизацией и окварцеванием, что дает основание относить его к процессам приповерхностного гидротермального постмагматического метасоматоза.

При структурной типизации смешаннослойных минералов и выяснении их связи с геологической обстановкой А. Г. Коссовская (1966) указала на возможность существования генетических групп. Изучая постседиментационные преобразования вулканогенного материала карбона Караганды, В. Д. Шутов, В. А. Дриц и Б. А. Сахаров (Shutov a. oth., 1969) описали ряд: монтмориллонит → смешаннослойные минералы типа ректорита → гидрослюда. Сходный структурный ряд был изучен М. А. Ратеевым и Б. П. Градусовым (1970, 1971) в пепловых прослоях силура — ордовика Прибалтики, преобразованных в метабентониты также в постседиментационную стадию.

В продуктах гидротермальных изменений андезито-трахитов месторождения Аскана, в зоне сульфидного оруденения, была установлена обратная последовательность преобразований: гидрослюда 1М → смешаннослойные минералы слюда — монтмориллонитового типа → монтмориллонит (Ратеев, 1968; Ратеев, Градусов, 1970).

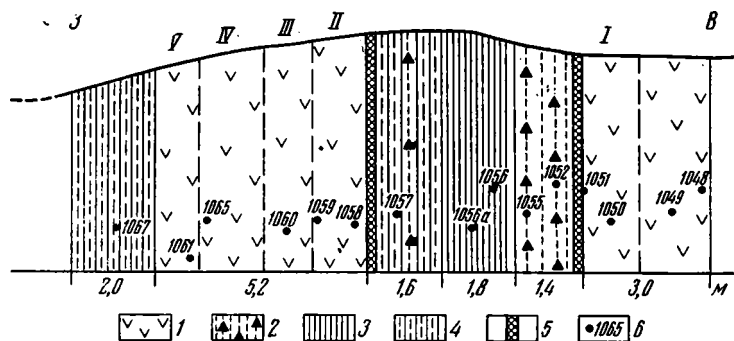
В данной работе описан ряд промежуточных фаз Mg-Fe-хлорит → смешаннослойные минералы хлорит-монтмориллонитового типа → триоктаэдрический монтмориллонит, соответствующих метасоматической зональности. Теоретические основы метасоматической зональности и ее минералообразование разработаны различными исследователями (Коржинский, 1936, 1957, 1963; Жариков, 1969; Маракушев, 1964; Русинов, 1964, 1965, 1968₁, 1968₂; Павленко, 1963 и др.). В их работах отмечалось участие в парагенезах хлорита и монтмориллонита (каждого в отдельности с неглинистыми минералами). Но связь их с промежуточными смешаннослойными звеньями дается здесь впервые.

Методы исследования глинистой фракции описаны ранее (Ратеев, Градусов, 1970); дериватограммы и ИК-спектры сняты В. А. Ерошевым-Шаком; химические анализы выполнены под руководством Э. С. Залманзон в Геологическом институте АН СССР.

Продукты гидротермального постмагматического изменения вулканических пород силура Южного Урала были изучены на территории Актюбинской области КазССР в двух разрезах по сборам 1967 г. М. А. Ратеева.

Тарангульский разрез расположен примерно в 100 км северо-восточнее г. Актюбинска, на левом берегу р. Тарангул, в 1 км от пос. Кос-Истек.

Айтпайкский разрез находится на правом берегу р. Айтпайки, в 2 км ниже с. Велихово.



Фиг. 1. Схематический разрез вулканических пород андезито-базальтового ряда района Кос-Истек, затронутых постмагматическим (зеленокаменным) изменением

1 — андезито-базальты, табачно-зеленые, с шаровой отдельностью, в разной степени измененные; 2 — черные кремнистые породы; 3 — аргиллиты зеленые, жирные; 4 — черные аргиллиты; 5 — зона дробления, разлом; 6 — место взятия образца, №

Римские цифры — зоны изменения пород (границы приближительные)

Район расположения разрезов был изучен А. В. Хабаковым (1935), Н. И. Леоненко (1955), И. В. Хворовой и М. И. Ильинской (1963) и др. Геологическое строение его сложное. Он представляет собой южную часть Сакмарской зоны, расположенной между Уралтауским антиклинорием на востоке и Предуральским прогибом на западе. В структурном отношении это обособленный меридионально вытянутый тектонический блок, образованный различными вулканогенно-осадочными отложениями ордовика, силура и девона.

В Тарангульском разрезе обнажаются силурийские породы андезито-базальтового ряда, в том числе миндалекаменные базальты и андезиты, в той или иной мере затронутые зеленокаменным изменением. Все пласты имеют крутое падение. Крупные глыбы вулканогенных пород (обр. 1050) в зоне дробления несут следы развальцованности, хлоритизации (обр. 1051), альбитизации, цеолитизации и карбонатизации (фиг. 1). Отдельные участки андезито-базальтовых пород окремнены и окварцованы. Стратиграфически выше, в западном направлении, они сменяются пачкой черных кремнистых пород (мощность 1,4 м), зеленых аргиллитов (мощность 1,8 м) и черных аргиллитов с прослоями кремнистых пород общей мощностью 1,6 м. К западу от пачки чередования аргиллитов и кремнистых пород (общей мощностью около 5 м) вновь обнажаются табачно-зеленые измененные миндалекаменные базальты и гипертеновые андезиты, обнаруживающие на контакте с ней следы дробления и развальцевания. Интенсивность изменения пород понижается при удалении от контакта андезито-базальтов с толщей аргиллитов и кремнистых пород в направлении от II к V зоне. Разрез заканчивается пачкой черных аргиллитов мощностью около 2 м. Мощность всей толщи пород разреза около 15 м.

В Айтпайкском разрезе обнажаются одновозрастные силурийские породы той же полосы. Здесь голубовато-серые кремнистые породы типа

фтанитов стратиграфически ниже в западном направлении сменяются соответственно черными кремнистыми и битуминозными туффитами и зелеными вулканогенными породами различных степеней глинизации с переходом от мало измененных (обр. 1087) к более измененным (обр. 1088, 1089) разностям.

Особенности состава, строения и вторичного изменения вулканогенных пород, обусловленные приповерхностным гидротермальным метасоматозом. Вулканогенные породы, подвергшиеся преобразованию, по своему петрографическому составу относятся к нормальному известково-щелочному ряду андезито-базальтов. В двух изученных разрезах были выделены следующие разновидности пород данного ряда: базальты, альбитовые андезиты и шлаковые туфы. Среди них различаются миндалекаменные, порфировидные, пилотакситовые и микролитовые разновидности. Следует подчеркнуть, что даже в пределах одного обнажения силура по р. Тарангул устанавливается достаточно отчетливая связь смешаннослойных фаз с интенсивностью изменения пород (в частности, приуроченность максимума хлоритовых пакетов к зоне разлома и дробления пород и постепенная замена их монтмориллонитовыми пакетами по мере удаления от разлома и ослабления измененности андезито-базальтов). Зеленокаменное изменение пород и генерация смешаннослойных минералов сопровождаются альбитизацией, цеолитизацией, карбонатизацией и окремнением. Все это заставляет нас связывать глинообразование с гидротермальным постмагматическим приповерхностным метасоматозом и описывать промежуточные смешаннослойные фазы в порядке ослабления интенсивности изменения пород.

Связь начальных, промежуточных и конечных фаз в ряду хлорит — монтмориллонит с типами пород и степенью их минерализации видна из следующего ниже микроскопического описания.

Породы, содержащие смешаннослойный минерал хлорит-монтмориллонитового типа с максимальным количеством хлоритовых пакетов ($A:B^1 \approx 90:10$). Развитие смешаннослойных минералов с преобладанием хлоритовых пакетов установлено в обр. 1051 из силурийского разреза, расположенного на левом берегу р. Тарангул и в обр. 1088 для второго разреза, который был исследован по р. Айтпайке.

Наиболее сильно изменена порода обр. 1051. Здесь сохранились лишь контуры обломков вулканической породы, полностью замещенной хлоритом. Обломки ее сцементированы железистым карбонатом и кальцитом. Следует подчеркнуть, что во всех изученных породах не встречены чистые хлориты. Последние являются смешаннослойными образованиями и содержат то или иное количество монтмориллонитовых пакетов.

Образец 1088 представляет собой шлаковый туф основного состава. Он состоит из обломков вулканического стекла, содержащего миндалины, выполненные смешаннослойным минералом с преобладанием хлоритовых пакетов и альбитом, а также многочисленные округлые и эллипсоидальные жидкие и газовые включения. Мезостазис, в котором заключены миндалины, сложен альбитом, местами интенсивно окрашенным гидроокислами железа. Альбит не имеет двойников и вообще лишен кристаллографических очертаний, а представлен агрегатами разноугасающих мелких зерен, очень тесно связанных с калиевым полевым шпатом и цеолитом. Смешаннослойный хлорит-монтмориллонитовый минерал очень обильно развит в мезостазисе и миндалинах, а иногда только в миндалинах в парагенезе с альбитом.

Цемент карбонатного состава. Это в основном сидерит и отчасти кальцит. Но иногда в нем присутствует и смешаннослойный минерал типа хлорит — монтмориллонит. Структура цементации имеет характер

¹ А — хлоритовые пакеты; В — монтмориллонитовые пакеты.

выполнения пор. Таким образом, туфовая порода первоначально состояла в основном из пузыристых обломков вулканического стекла. Затем она была почти целиком изменена вторичными процессами и отчетливо сохранилась лишь шлаковая структура витрокластических обломков. Наблюдаемый парагенез: неупорядоченный альбит — смешаннослойный минерал хлорит-монтмориллонитового типа — калиевый полевой шпат — цеолит (вероятно, ломонтит) — кальцит — сидерит весьма типичен для процессов приповерхностного гидротермального постмагматического метасоматоза (Русинов, 1964, 1968₁).

Порода, содержащая смешаннослойные образования хлорит-монтмориллонитового типа с $A:B \approx 70:30$. Порода — миндалекаменный базальт (обр. 1059), состоит из основной массы и многочисленных миндалин. Основная масса сложена смешаннослойным минералом хлорит-монтмориллонитового типа (образовавшимся по вулканическому стеклу) с многочисленными лейстами и микролитами плагиоклаза (андезин для наиболее крупных лейст, лабрадор для мелких лейст и микролитов.). Андезин сохраняется в виде небольшой внешней каймы вокруг крупных лейст, лабрадор установлен для неизмененных кристаллов. Мезостазис примерно на 20% сложен калиевым полевым шпатом. Крупные кристаллы плагиоклаза почти полностью альбитизированы и хлоритизированы. Альбит не сдвойникован, развивается в ядре вкрапленников основных плагиоклазов, часто вместе со смешаннослойным минералом хлорит-монтмориллонитового типа. Крупные первичные вкрапленники плагиоклазов сохраняются примерно на 10%, микролиты — на 80—90%.

Темноцветные минералы не сохранились. По ним развиваются серпентин, хлорит, актинолит, карбонат, рудный минерал. В миндалинах выделяются карбонат, хлорит, альбит, кварц. Из парагенезов отмечены хлорит — карбонат, хлорит — цеолит, кварц — цеолит.

Порода, содержащая смешаннослойный минерал хлорит-монтмориллонитового типа с $A:B \approx 60:40$. Порода — миндалекаменный базальт (обр. 1060), состоит из вкрапленников, миндалин и основной массы. Вкрапленники представляют лабрадором и моноклинными пироксенами (диопсид и авгит), которые довольно сильно изменены. Плагиоклаз альбитизирован, а частично хлоритизирован и карбонатизирован. Альбит, замещающий лабрадор, не имеет двойникового строения и развивается совместно с мелкочешуйчатой гидрослюдой в ничтожном количестве. Крупные единичные вкрапленники моноклиновых пироксенов изменены примерно на 50%. Более мелкие замещены полностью или с сохранением реликтов до 10—15%. Реликты пироксенов более свежие, чем в предыдущих фазах минерализации. По темноцветным минералам развиваются смешаннослойный хлорит — монтмориллонит, серпентин, карбонаты (сидерит и кальцит), рудные минералы.

Миндалины выполнены смешаннослойным минералом хлорит-монтмориллонитового типа, кальцитом, кварцем. Иногда в них выделяются магнетит и пирит. Смешаннослойный минерал хлорит-монтмориллонитового типа, развивающийся по темноцветным компонентам, замещает целый кристалл либо образует крустификационную оторочку по его периферии. В кристаллах плагиоклазов он обычно замещает центральную часть. Однако подавляющая масса смешаннослойного минерала выполняет миндалины, где эти вторичные образования обычно имеют внешнюю оторочку. Внутренняя часть заполнена тем же минералом радиально-лучистого строения с волнистым погасанием. Иногда внутренняя часть таких миндалин выполнена карбонатом, который заполняет также и многочисленные мелкие трещины породы.

Порода, содержащая смешаннослойный минерал хлорит-монтмориллонитового типа с $A:B \approx 40:60$. Порода — альбитовый андезит (обр. 1051), состоит из вкрапленников альбита.

сильно измененных темноцветных минералов и полупрозрачной основной массы с микролитами альбита, довольно густо насыщающими хлорит-ортоклазовый мезостазис, неравномерно окрашенный гидроокислами железа. Альбит имеет двойниковое строение. Смешаннослойный минерал хлорит-монтмориллонитового типа замещает внутреннюю часть кристаллов альбита, рассеянных трещинами, но с сохранением внешнего каркаса. Иногда к таким кристаллам, замещенным смешаннослойным минералом, непосредственно примыкают крупнозернистые карбонаты (кальцит, сидерит), выделившиеся по более крупным трещинам. Темноцветные минералы полностью преобразованы, их кристаллы как бы распадаются на агрегаты трех минералов: темный сфен; желтовато-бурый явно аутигенный пумпеллит; смешаннослойный минерал хлорит-монтмориллонитового типа с максимальным количеством монтмориллонитовых пакетов и двупреломлением, близким к таковому монтмориллонита.

Процесс вторичных преобразований интенсивный, вероятно, переходный от приповерхностной к среднетемпературной стадии пропилитизации.

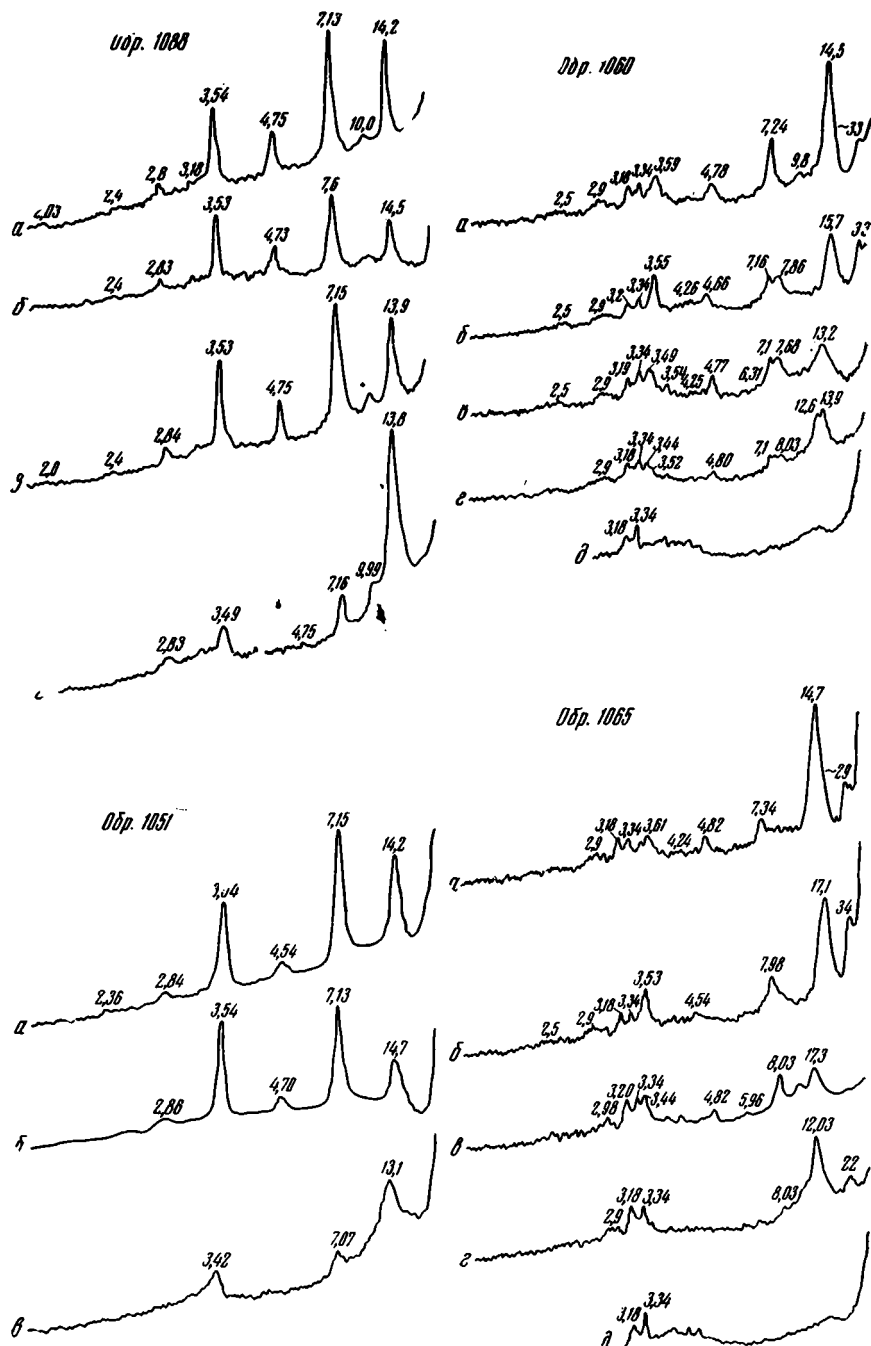
Порода, содержащая триоктаэдрический монтмориллонит. Порода — гиперстеновый андезит (обр. 1061), имеет наиболее свежий облик, состоит из вкрапленников плагиоклаза (андезина), гиперстена, отчасти диопсида, основной массы и немногочисленных мелких миндалин.

Вкрапленники плагиоклазов крупного и среднего размеров сохранились на 50%. Часто они образуют гломеропорфировые сростки. Свежие реликты плагиоклазов, мелкие кристаллы и лейсты основной массы имеют состав лабрадора. Плагиоклаз не альбитизирован, но отдельные его кристаллы, преимущественно крупные, изменены в ядре. Само ядро обычно замещается триоктаэдрическим монтмориллонитом, а иногда незначительным количеством хлорита (с повышенным двупреломлением). Темноцветные минералы, представленные ромбическими пироксенами в виде крупных удлинённых кристаллов, совершенно свежие. Мельчайшие кристаллики роговой обманки с каймой непрозрачного рудного минерала (следами опацизации) хлоритизированы.

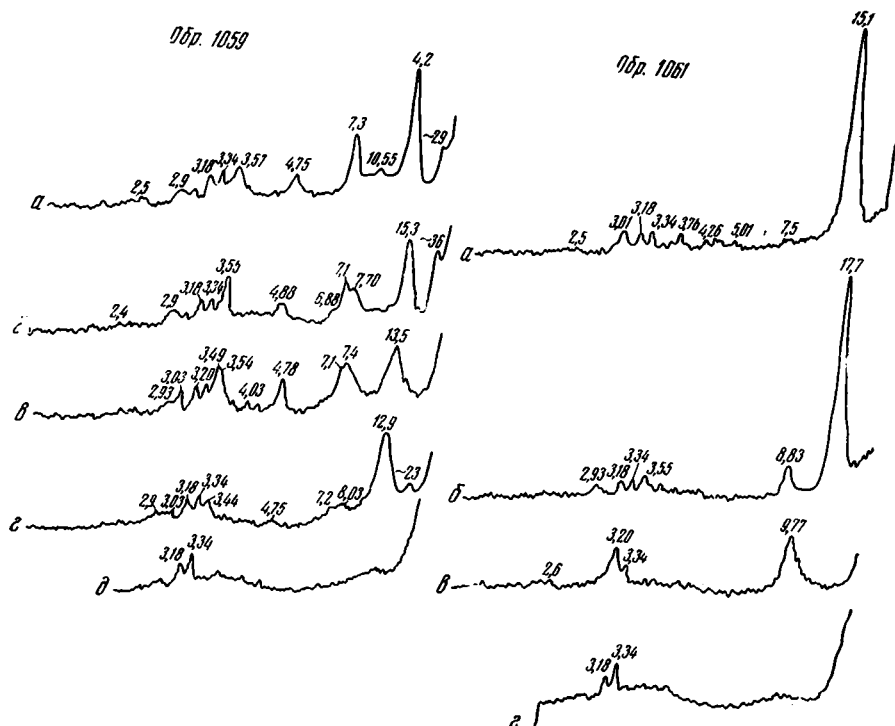
Триоктаэдрический монтмориллонит замещает внутреннюю часть кристаллов плагиоклаза, расколотых трещинами, с сохранением внешних контуров. Некоторые миндалины, выполненные монтмориллонитом, содержат внутри мелкие округлые включения халцедона, дающие при скрещенных николях темный крест. По трещинам породы образуются крупные участки цеолитов зернистого или радиально-лучистого строения. Внутри этих участков также имеются мелкозернистые или чешуйчатые агрегаты триоктаэдрического монтмориллонита.

Глинистые минералы фракций $<0,001$ мм продуктов гидротермально-постмагматического изменения пород. Смешаннослойный минерал хлорит-монтмориллонитового типа с $A:B \approx 90:10$. Фракция $<0,001$ мм обр. 1051 представлена смешаннослойным минералом хлорит-монтмориллонитового типа. В воздушно-сухом состоянии он характеризуется серией базальных рефлексов, близкой интегральной от $d_{001} = 14,2$ Å. В Mg-замещенных комплексах с этиленгликолем и глицерином наблюдается изменение дифракционных спектров от разбухания монтмориллонитовых промежутков (фиг. 2, табл. 1). По характеру распределения интенсивностей базальных рефлексов, значению $d_{060} = 1,54$ Å и растворению минерала в 10%-ной HCl при 80°С можно заключить что обе октаэдрические сетки заполнены по триоктаэдрическому мотиву.

График функции $\varphi'(z)$, по Ю. С. Дьяконову (1962, 1966), построенный для минерала, насыщенного этиленгликолем (табл. 1, фиг. 3), обнаруживает присутствие двух пакетов: высота одного из них 14 Å, другого — 17 Å. Пик при $z = 14,0$ Å свидетельствует о наличии хлоритовых пакетов (А), пик при $z = 17$ Å указывает на наличие монтмориллонитовых



Фиг. 2. Рентгендифрактограммы фракций $<0,001$ мм продуктов постмагматического изменения силурийских пород андезит-базальтового состава на Южном Урале
Образец: *а* — воздушно-сухой, *б* — с глицерином, *в* — прокаленный при 500°C , *г* — прокаленный при 600°C , *д* — обработанный HCl



Фиг. 2 (продолжение)

пакетов с этиленгликолем (В). Для структуры данного минерала характерны сочетания A^2 , A^3 , A^4 и т. п.

Малое количество монтмориллонитовых межслоевых промежутков подтверждается характером дериватограммы (фиг. 4, табл. 2) и ИК-спектра (фиг. 5). Последний отражает также триоктаэдрический тип заселения октаэдрических сеток в минерале.

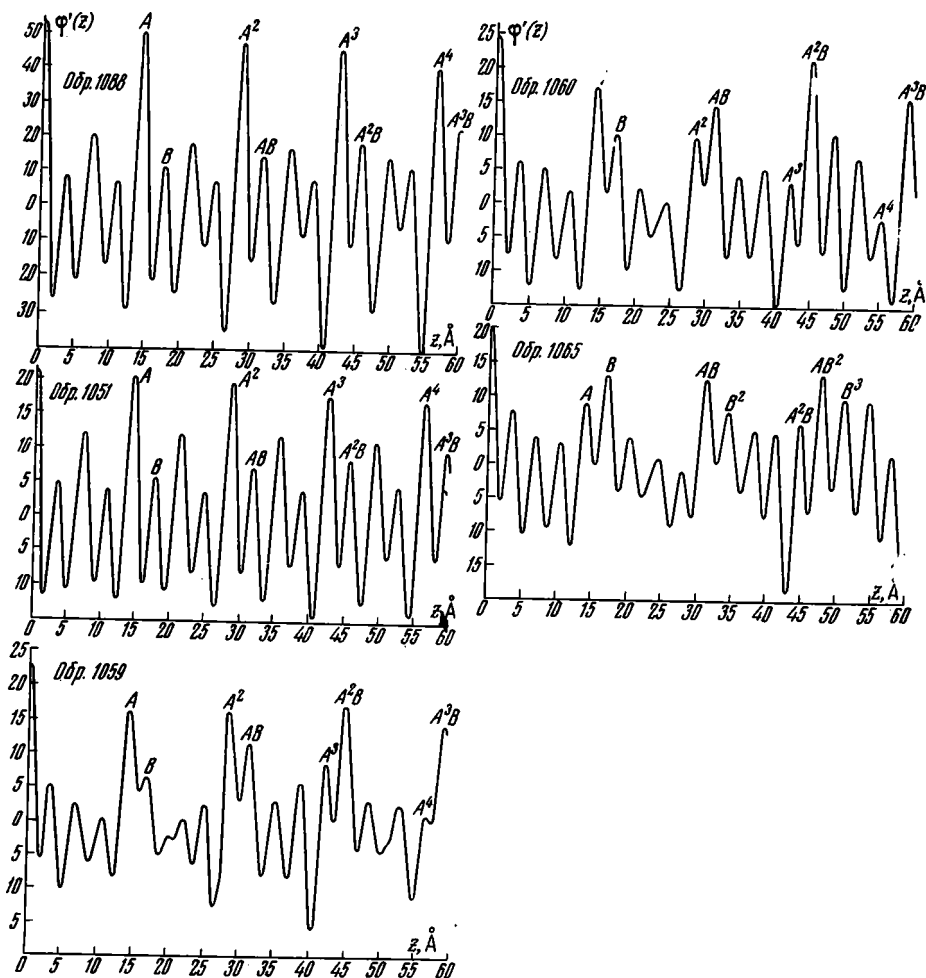
Таблица 1

Рентгенометрические характеристики смешаннослойных хлорит-монтмориллонитовых минералов (ориентированные препараты Mg-замещенных этиленгликолевых комплексов)

1088*		1051		1059		1060		1065	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
—	—	—	—	35	10	34	15	33	20
14,55	98	14,7	35	15,1	112	15,4	106	16,7	111
7,24	133	7,15	56	7,45	44	7,49	48	7,89	29
—	—	—	—	—	—	—	—	5,06	7
4,71	34	4,69	8	4,87	11	4,87	11	4,53	2
3,53	94	3,51	45	3,52	23	3,46	31	3,42	27
2,83	17	2,83	4	2,82	8	2,82	8	2,68	5

* № образца.

Химические анализы образцов пород и фракций $<0,001$ мм из них подтверждают петрографическое различие между более сильно измененным (в сторону хлорита) обр. 1051 и обр. 1088 стекловатого состава, менее интенсивно измененным в хлорит (табл. 3). Во фракции $<0,001$ мм обр. 1051 обнаружено высокое содержание железа (23,9% FeO; 19,84% Fe₂O₃) и 7% MgO. В сочетании с рентгенографическими данными это



Фиг. 3. Графики функций $\phi'(z)$, по Ю. С. Дьяконову, смешаннослойных минералов хлорит-монтмориллонитового типа, насыщенных этиленгликолем

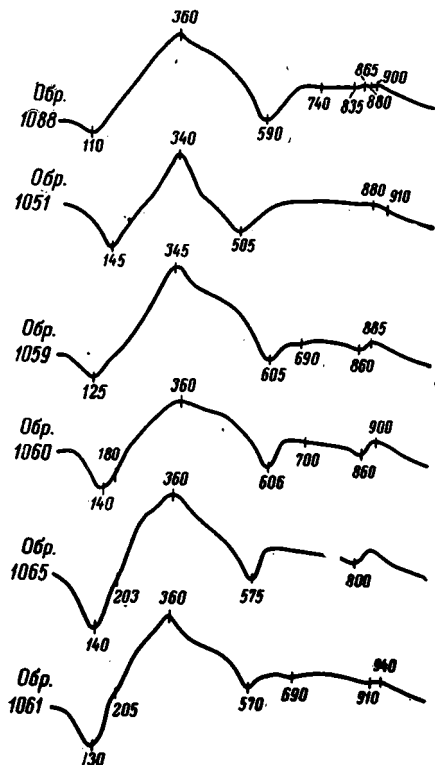
указывает на магнизально-железистый состав хлоритового пакета — основного компонента фракции $<0,001$ м.м. Образец 1088 отличается меньшим содержанием железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 19,1\%$) (табл. 3) и наряду со смешаннослойным минералом типа хлорит — монтмориллонит содержит незначительную примесь гидрослюда, полевого шпата и кварца. K_2O ($\approx 1\%$) связан с гидрослюдой, поскольку полевой шпат относится к альбиту.

Смешаннослойный минерал хлорит-монтмориллонитового типа с $A:B \approx 70:30$. Основной компонент фракции $<0,001$ м.м (обр. 1059) идентифицируется по серии рефлексов, отличной от целочисленной. Обращает внимание изменение дифракционного максимума при насыщении Mg-замещенных комплексов этиленгликолем и глицерином ($d_{001} = 15,1$ и $15,3$ Å соответственно), а также после прокаливании ($d_{001} = 12,9$ Å, см. фиг. 2, см. табл. 1). Это дает основание рассматривать данный компонент как образование из хлоритового и монтмориллонитового пакетов (Градусов, Чижикова, 1968). Заполнение октаэдрических сеток триоктаэдрическое ($d_{060} = 1,54$). Прямое Фурье-преобразование, построенное по Ю. С. Дьяконову по всем базальным рефлексам минерала, насыщенного этиленгликолем (см. табл. 1), обнаруживает наряду с 14 Å

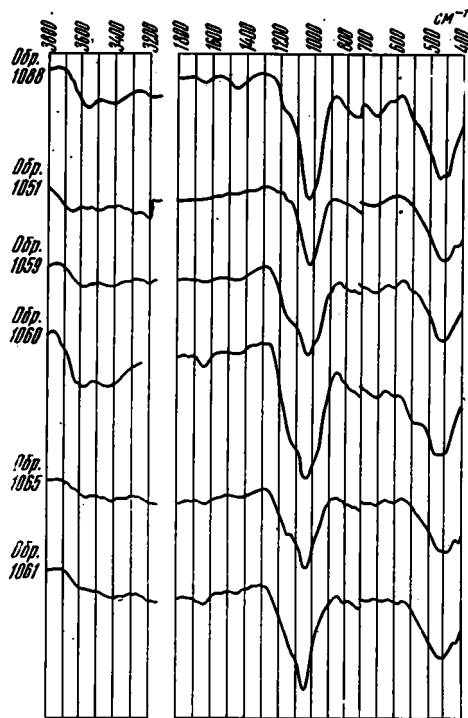
Данные потери веса образцов по записи дериватографа, % к общей потере веса

№ образца	Общая потеря веса (о. п. в.), %	Температура, °C					
		20—160	160—240	240—380	380—620	620—670	670—910
1088	32,0	20,8 16,6 4,2		9,4	60,5 4,7 12,7		7,3
1051	35,0	31,2 20,0 11,2		20,0	40,2 39,0 1,2		4,7
1059	39,0	25,6 20,5 5,1		12,9	46,1 35,9 10,2		12,9
1060	36,7	31,9 24,6 7,3		9,1	43,6 38,2 5,4		11,8
1065	35,0	48,6 34,3 14,3		11,2	31,3 28,5 2,8		8,5
1061	35,0	45,3 37,1 8,2		11,9	34,5 29,7 4,8		7,1

пакетами (А) более отчетливо, чем в обр. 1051, присутствие пакета В = 17 Å. Соотношение А : В $\approx$ 70 : 30. Сочетания ВВ маловероятны, что свидетельствует о некоторой упорядоченности, которая развивается в основном по закону A^2B (фиг. 3). Во фракции <0,001 мм обр. 1059 имеется немного полевого шпата и кварца.



Фиг. 4. Дифференциальные кривые нагревания фракций <0,001 мм



Фиг. 5. ИК-спектры фракций <0,001 мм

Таблица 3

Химический состав продуктов гидротермального постмагматического изменения вулканогенных пород силура на Южном Урале

Компоненты	Исходные породы						Фракции <0,001 мм					
	1088*	1051	1059	1060	1065	1061	1088	1051	1059	1060	1065	1061
SiO ₂	41,93	19,45	58,28	50,55	56,24	61,07	35,48	26,20	47,45	41,83	38,88	44,94
TiO ₂	1,36	0,44	0,54	0,96	0,87	0,65	1,10	0,82	0,69	0,66	0,85	0,91
Al ₂ O ₃	15,27	7,94	13,63	15,29	15,52	13,59	17,00	8,51	13,46	16,42	13,91	10,82
Fe ₂ O ₃	5,88	12,89	5,55	6,11	5,36	4,84	9,99	19,84	8,20	6,22	14,14	12,48
FeO	9,70	22,67	2,76	3,41	1,47	1,04	10,16	23,90	3,18	5,22	2,95	1,27
CaO	3,12	8,37	3,70	5,57	3,69	5,98	1,93	0,71	0,60	3,68	3,98	2,26
MgO	8,00	5,91	4,16	5,62	3,56	3,40	10,68	7,05	10,10	9,39	10,04	7,81
MnO	0,07	0,13	0,13	0,14	0,08	0,08	0,09	0,04	0,15	0,15	0,24	0,04
Na ₂ O	2,94	0,13	3,33	2,21	4,58	2,07	1,35	0,12	1,52	1,46	1,21	0,90
K ₂ O	1,52	0,10	3,51	2,42	3,15	1,88	0,99	0,10	1,85	1,95	0,94	1,33
H ₂ O ⁺	6,80	6,89	2,56	4,11	2,88	2,34	8,51	9,88	7,30	7,84	4,97	6,76
H ₂ O ⁻	1,89	2,53	1,07	2,04	1,79	2,96	1,84	3,19	4,51	3,62	6,50	8,09
CO ₂	1,80	12,24	0,52	1,30	0,50	Нет	1,00	Нет	0,17	0,70	0,45	0,11
C _{орг}	0,13	Нет	Нет	0,14	Нет	»	Нет	0,10	0,28	0,64	0,43	1,04
P ₂ O ₅	0,18	0,09	0,40	0,45	0,71	0,41	0,09	0,05	0,25	0,55	0,68	1,17
Сумма	100,59	99,78	100,14	100,32	100,40	100,31	100,21	100,58	99,71	100,33	100,17	99,93

* № образца.

На дериватограмме фракции $<0,001$ мм фиксируется небольшой эффект удаления адсорбированной воды (110°C , фиг. 4), при этом второй максимум еще не обособлен. Очень своеобразна область $250\text{--}400^{\circ}\text{C}$. Здесь на дифференциальной кривой нагревания имеется мощный экзотермический эффект. Ему соответствует, однако, очень небольшая потеря веса на дифференциальной и нормальной кривых потери веса. Вследствие низкого содержания органического вещества (табл. 3) можно предполагать, что в данном интервале происходит главным образом кристаллизация аморфных соединений (табл. 2). Возможно также, что одновременно имеет место окисление Fe^{2+} (с прибавкой веса) в трехэтажном слое хлорит-монтмориллонита. Средне- и высокотемпературные области дериватограммы типичны для хлоритов с высоким содержанием железа в октаэдрических сетках.

По химическому составу фракция $<0,001$ мм отличается от таковой обр. 1051 большим содержанием щелочей и SiO_2 , а также Al_2O_3 в связи с присутствием альбита, кварца и следов гидрослюда.

На ИК-спектрах фиксируются полосы поглощения, характерные для триоктаэдрических слоистых силикатов (450 см^{-1} , особенно характер колебаний ОН-групп в пределах $3300\text{--}3700\text{ см}^{-1}$). Общее содержание молекул H_2O ничтожно, судя по слабой полосе при 1640 см^{-1} (фиг. 5).

Смешаннослойный минерал хлорит-монтмориллонитового типа с $A:B \approx 60:40$. Аналогично обр. 1059 данный минерал (обр. 1060) характеризуется нецелочисленными сериями базальных рефлексов в воздушно-сухом состоянии, с этиленгликолем, глицерином и после прокаливании. Изменения значений межплоскостных расстояний при указанных обработках свидетельствуют о присутствии хлоритовых и монтмориллонитовых межслоевых промежутков. Триоктаэдрический мотив заселений октаэдрических сеток вытекает из значения $d_{060} = 1,54\text{ Å}$ и растворения минерала в 10%-ной HCl (фиг. 2, табл. 1). График функции $\varphi'(z)$ прямого Фурье-преобразования, по Ю. С. Дьяконову, подтверждает присутствие хлоритового и монтмориллонитового (с этиленгликолем) пакетов. Содержание пакетов В выше, чем в обр. 1059 и достигает 30—40%. Наличие небольшого рефлекса с $d \approx 31\text{ Å}$ от образца с этиленгликолем (табл. 1), а также отсутствие сочетаний ВВ и наличие мощного пика, соответствующего сочетаниям A^2B , свидетельствует о тенденции к упорядоченности в переслаивании хлоритовых и монтмориллонитовых пакетов по закону A^2B .

Кроме данного минерала во фракции $<0,001$ мм обнаружены полевой шпат ($3,18\text{ Å}$), кварц ($3,34\text{ Å}$) и следы слабоизмененного хлорита ($7,1$; $3,54\text{ Å}$ на дифрактограммах фракций с этиленгликолем и прокаленных; см. фиг. 2, б, в).

В отличие от предыдущего при нагревании смешаннослойного минерала из обр. 1060 (фиг. 4) фазовые превращения характеризуются увеличением общей потери веса за счет адсорбированной воды, обособлением второго эндотермического низкотемпературного эффекта, увеличением потери веса во время эндотермической остановки при 880°C . Последнее может быть связано с увеличением количества магния в трехэтажном слое (фиг. 4, табл. 2).

На кривых ИК-спектров видны полосы триоктаэдрической слоистой структуры. Отмечается относительное нарастание мощности полос поглощения при 1650 и 3400 см^{-1} , что связано с увеличением монтмориллонитовых межслоевых промежутков.

Сложный минералогический состав фракции находит отражение и в химическом анализе (табл. 3). Повышенные количества SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей обусловлены присутствием примеси полевого шпата и кварца.

Смешаннослойный минерал хлорит-монтмориллонитового типа с $A:B \approx 40:60$. Из фиг. 2 и табл. 1 видно, что минерал (обр. 1065) образует нецелочисленные серии базальных рефлексов

с d_{001} этиленгликолевого комплекса ≈ 33 Å. После прокаливания при 400—500°С выявляется рефлекс со значением $d = 10,5$ —10,8 Å, что подтверждает наличие хлоритового пакета. На присутствие монтмориллонитовых межслоевых промежутков указывает наличие структурного набухания Mg-насыщенных комплексов с глицерином. Значение $d_{060} = 1,54$ Å свидетельствует о триоктаэдрическом характере заселения октаэдрических сеток трехэтажных слоев. Это подтверждается и растворением минерала в 10%-ной HCl при 80°С.

На графике $\varphi'(z)$ прямого Фурье-преобразования, по Ю. С. Дьяконову (фиг. 3), мы видим дальнейшее по сравнению с обр. 1059 и 1060 увеличение монтмориллонитовых межслоевых промежутков. Примерное соотношение A : B $\approx 40 : 60$. При этом сочетания A², по-видимому, не встречаются. Из изложенного следует, что смешаннослойное образование глинистой фракции обр. 1065 состоит из хлоритового и монтмориллонитового пакетов при небольшом преобладании последнего; имеется тенденция к упорядоченности по законам АВ² и АВ. Подобно другим образцам, рассмотренным выше, фракция из породы обр. 1065 содержит немного полевого шпата и кварца.

По сравнению с предыдущим образцом фракция обогащена Fe₂O₃, возможно, из-за присутствия аморфных соединений. Увеличение содержания H₂O⁻ до 6,5% и H₂O⁺ до 5% отражает, по-видимому, нарастание количества монтмориллонитовых межслоевых промежутков в смешаннослойном образовании (табл. 3). Дериватографические данные (фиг. 4, табл. 2) свидетельствуют о дальнейшем увеличении количества монтмориллонитовых межслоевых промежутков.

На ИК-спектре фракции <0,001 мм из обр. 1065 фиксируются полосы поглощения (450; 1020; 1640; 3400; 3580 см⁻¹), характерные для триоктаэдрических монтмориллонитовых структур (фиг. 5).

Конечная фаза минералообразования — триоктаэдрический монтмориллонит. Данные рентгендифрактометрии (фиг. 2, табл. 1) показывают, что глинистая фаза обр. 1061 является практически мономинеральной монтмориллонитовой при ничтожном количестве хлорита или хлоритмонтмориллонита с очень слабым широким рефлексом 7,1—7,5 Å. От воздушно-сухих и Mg-замещенных комплексов обр. 1061 фиксируется серия базальных рефлексов, близкая целочисленным от 15 Å. С этиленгликолем минерал набухает с увеличением d_{001} до 16,9—17 Å. Структурное набухание имеется и в Mg-замещенных глицериновых комплексах. Значение $d_{060} = 1,53$ Å ближе к триоктаэдрическим, но меньше, чем у смешаннослойных хлорит-монтмориллонитовых образований с преобладанием хлоритовых пакетов. Триоктаэдрический характер заселения октаэдрических сеток вытекает из наличия лишь одной полосы поглощения в пределах 450 см⁻¹ на ИК-спектрах (фиг. 5). Обращает внимание сравнительно высокая интенсивность рефлексов от (002) и (005) при практически полном отсутствии рефлексов, соответствующих (003) и (004) на рентгендифрактограммах этиленгликолевых и глицериновых комплексов. Последнее, по мнению В. А. Дрица (устное сообщение), может быть обусловлено повышенным содержанием в структуре минерала катионов железа. Это подтверждается данными дериватографического анализа (фиг. 4), обнаружившими лишь слабый высокотемпературный эндотермический пик, характерный для высокомагнезиальных триоктаэдрических монтмориллонитов (сапонит). Отличие данного минерала от сапонита вытекает и из данных химического анализа фракции <0,001 мм (табл. 3). Здесь отмечается до 13,7% Fe₂O₃ + FeO при 7,8% MgO. Соотношение между этими окислами близко таковому во фракции <0,001 мм обр. 1065.

Из сопутствующих минералов во фракции <0,001 мм отмечено много полевого шпата и примесь кварца. Высокое содержание полевых шпатов согласуется с повышенным количеством в обр. 1061 щелочных и щелочноземельных элементов (табл. 3).

Обсуждение результатов. Комплексное петрографическое изучение комагматических разностей силурийских андезито-базальтов Южного Урала в одном разрезе мощностью 10—15 м и детальный рентгенографический анализ фракции $<0,001$ мм продуктов их постмагматического изменения (оказавшейся практически мономинеральной в части глинистой компоненты) позволяет нам соединить серию промежуточных фаз глинообразования в соответствующий ряд: Mg-Fe-хлорит—смешаннослойные минералы хлорит-монтмориллонитового типа—триоктаэдрический монтмориллонит (с некоторой закономерной сменой соотношения пакетов), обязанный единому постмагматическому процессу минералообразования.

На единство процесса минералообразования указывают и структурные особенности данного ряда, которые заключаются в следующем: глинистые минералы, представленные хлоритом, серией хлорит-монтмориллонитовых смешаннослойных минералов и монтмориллонитом, содержат общий структурный элемент—триоктаэдрический слой; крайние стадии—хлорит, монтмориллонит—соединяются друг с другом промежуточными стадиями смешаннослойных минералов с различным соотношением второго структурного элемента: одноэтажных прослоек и межслоевых промежутков. Таким образом, со стороны структурных превращений основное различие переходных фаз сопряжено с последовательным уменьшением одноэтажных прослоек хлоритовых структур и увеличением монтмориллонитовых межслоевых промежутков.

Переходные стадии ряда при соотношении хлоритовых (А) и монтмориллонитовых (В) пакетов в диапазоне от 90:10 до 40:60 характеризуются наличием признаков упорядоченности при возрастании монтмориллонитовых пакетов. Это подтверждается отсутствием АА и ВВ в тех случаях, когда соответственно А или В $<50\%$. Для смешаннослойных образований характерны сочетания A^2B и АВ (при $A \approx 70\text{—}60\%$) либо AB^2 и АВ (при $A \approx 30\text{—}40\%$).

Хотя среди исследованных членов ряда и отсутствуют строго упорядоченные по закону АВ хлорит-монтмориллонитовые образования, основная тенденция изменений та же, что и при формировании смешаннослойных диоктаэдрических слюда—монтмориллонитовых (бейделлитовых) минералов, т. е. стремление к разобщению межслоевых промежутков одного типа при содержании пакетов $<50\%$ (Градусов, 1969).

Общая особенность рассмотренных продуктов глинизации—слабая степень окристаллизованности и высокое содержание рентгеноаморфных соединений, которые обнаруживаются по характеру дифракционных картин и ИК-спектроскопии.

Во фракции $<0,001$ мм глинистые минералы постоянно сопровождаются альбитом. Рефлексы последнего 6,4; 4,02; 3,76—3,78; 3,18—3,20 Å широкие, что дает основание отнести его к неупорядоченной низкотемпературной разности.

Рассмотрим условия образования этого структурного ряда минералов, основываясь на собственных и литературных данных.

На современной стадии изученности мы можем реально предполагать два способа его образования: регрессивный метасоматоз, связанный с постмагматическими процессами, развивающимися при остывании магматического очага; прогрессивный метаморфизм, связанный с нагревом вулканогенных и вмещающих пород.

При рассмотрении гидротермального постмагматического процесса необходимо подчеркнуть, что приуроченность наиболее интенсивной хлоритизации² к зоне разломов, дробления и развальцовывания пород

² Под хлоритизацией и монтмориллонитизацией мы в данном случае понимаем не только образование минералов хлорита или монтмориллонита, но и увеличение хлоритовых или монтмориллонитовых пакетов в смешаннослойных структурах хлорит-монтмориллонитового типа.

(обр. 1088, 1051), постепенная смена ее при удалении от разлома монтмориллонитизацией (обр. 1059, 1060, 1065, 1061), сопровождение их интенсивной альбитизацией, карбонатизацией, цеолитизацией и окремнением, а также метасоматический характер минералообразования указывают на принадлежность данного процесса к гидротермальному постмагматическому метасоматозу в понимании школы Д. С. Коржинского. Наличие несдвойникового неупорядоченного относительно низкотемпературного альбита, парагенез его с хлоритом, кальцитом, сидеритом и цеолитом (ломонтином) при отсутствии эпидота, адуляра и других минералов более глубинной высокотемпературной зоны метасоматоза (за исключением единичной находки пумпеллиита в обр. 1065) указывает, по В. Л. Русинову (1964, 1965, 1968₁), в основном на приповерхностный гидротермальный постмагматический характер процесса, однотипный по своей природе с таковым процесса «пропиллитизации».

Отнесение данной минерализации к зоне приповерхностного постмагматического метасоматоза хорошо согласуется и с указанием В. Л. Русинова (1964, 1968₁) на то, что активный раствор в процессе метасоматоза не успевал прийти к равновесию с реликтовыми минералами исходных пород. Об этом свидетельствует в нашем случае, например, сонахождение совершенно свежих реликтов моноклинных пироксенов с продуктами их изменения или наличие таких явно неравновесных ассоциаций, как авгит, хлорит, кварц, цеолиты и т. п. Эти факты также подтверждают мнение В. Л. Русинова (1964) о ведущей роли кинетики реакций замещения в приповерхностных процессах, в отличие от глубинных условий, где доминируют равновесные отношения.

Как было отмечено, последовательное сравнительное петрографическое изучение пород в шлифах показало, что большее количество хлоритовых пакетов в смешаннослойных структурах наблюдается обычно в более измененных породах. На первых двух этапах изменения образование смешаннослойных минералов с высоким содержанием хлоритовых пакетов шло в основном по вулканическому стеклу и темноцветным минералам, слабо затрагивая плагиоклазы, которые здесь сильно альбитизированы; на третьем — они одновременно замещают пироксены и плагиоклазы; на четвертом и пятом — смешаннослойные минералы развиваются только по плагиоклазам (лабрадору, альбиту). При образовании конечного члена ряда — триоктаэдрического монтмориллонита — отмечаются более обильная генерация цеолитов и высвобождение SiO_2 в форме халцедона. Данная последовательность минералогических замещений вулканогенных пород обусловлена характером растворов (Русинов, 1964; Павленко, 1963). Температурный режим постмагматического гидротермального метасоматоза, согласно Д. С. Коржинскому (1957) и А. С. Павленко (1963), обусловлен понижением температуры. Диапазон температур приповерхностных постмагматических растворов, с которым связано образование ряда $\text{Mg-Fe-хлорит} \rightarrow \text{триоктаэдрический монтмориллонит}$, вероятно, ограничивался интервалом 150—200°С (Маракушев, 1964; Набоко, 1966). Интервал 150—200°С, по-видимому, соответствует концу среднетемпературной и низкотемпературной стадиям постмагматического метасоматоза (Павленко, 1963; Русинов, 1964). Судя по минералам самого ряда, сопутствующим минерализации и последовательности замещения, можно предполагать, что начальные растворы отвечали концу «стадии кислотного выщелачивания», а растворы конечной фазы были близки к началу «поздней щелочной стадии» (Павленко, 1963).

Экспериментальные данные Ж. Виар и Г. Сабатье (1969) по гидротермальному синтезу показали, что Mg-Fe-хлорит образуется при более высоких температурах, чем триоктаэдрический монтмориллонит.

Наблюдения Киоши Суми (Kiyoshi Sumi, 1969) в геотермальной области Матсукава Японии также показали, что при изменении андезитов плейстоцена термальными водами зона хлорита возникает раньше зоны

монтмориллонита и смешаннослойных минералов и отвечает относительно более высокотемпературной обстановке.

Изменение температуры и pH активных растворов, вероятно, происходило почти одновременно в связи с их остыванием и вследствие нейтрализации при просачивании и фильтрации от зоны разлома к соседним участкам породы при высвобождении из последней катионов Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} , Na^{+} и др. Пути проникновения растворов значительно усложнялись расположением трещин, вариацией состава и свойств исходных пород (различием их пористости и проницаемости). Это усложняло пространственную конфигурацию метасоматической зональности и сопровождалось наложением одних участков на другие, что приводило к формированию смещенных метасоматических колонок.

Те же факторы влияют на четкость и размеры зон, которые могут хорошо различаться макроскопически или улавливаться только при микроскопическом изучении (как в нашем случае) и варьировать в размерах от долей миллиметра до десятков и сотен метров.

Однако, несмотря на всю сложность процесса, общая закономерность эволюции термодинамических и физико-химических параметров гидротермального постмагматического метасоматоза приводит к возникновению достаточно закономерного структурного парагенеза минералов, в том числе, по-видимому, и слоистых силикатов. Нам представляется, что это связано с синтетическим генезисом новообразований из растворов. Последние, растворяя минеральные компоненты, обогащаются катионами железа, магния, калия, кремнезема и др., нейтрализуются и, достигая насыщения какими-то элементами, синтезируют минеральные новообразования, выделяющиеся в миндалинах, замещающие частично или полностью мезостазис или вкрапленники. При таком механизме их действия, возможно, что кристаллохимия исходных минералов не контролирует структурные особенности новообразований. Только при подобном воздействии постмагматических растворов и возможно наложение одинаковых парагенезов вторичных минералов на различные породы, но в одной зоне минерализации. Так, И. П. Хомасуридзе (1968) на Маднеульском полиметаллическом месторождении обнаружил одинаковые парагенезы для альбитофира, туфобрекчии и пелитового туфа.

Возникновение последовательности данного структурного ряда Mg - Fe -хлорит $\rightarrow$ смешаннослойные минералы хлорит-монтмориллонитового типа $\rightarrow$ триоктаэдрический монтмориллонит можно представить себе следующим образом. В начальную стадию минералообразования более горячие, вероятно, хлоридные растворы, имевшие более кислую реакцию (Набоко, 1966), интенсивнее преобразовывали темноцветные минералы (пироксены), высвобождая из них железо и магний. Последние, переходя в раствор, замещали основную стекловатую массу с образованием Mg - Fe -хлоритов. При продолжающемся остывании растворов и некотором уменьшении в них магния и железа (вследствие расхода на хлоритизацию), после полного замещения темноцветных минералов, происходило изменение плагиоклазов с высвобождением из них Ca^{2+} . При переходе Ca^{2+} в растворенное состояние растворы приобрели явно щелочной характер. В их среде оказался подвижным титан, но неподвижно железо. С этого момента вследствие недостатка магния и железа для построения одноэтажной прослойки начала создаваться благоприятная физико-химическая обстановка для построения смешаннослойных образований с участием в них не только хлоритовых, но и монтмориллонитовых пакетов.

При неподвижности катионов железа и недостатке магния для построения триоктаэдрического одноэтажного слоя (как в нормальной хлоритовой структуре) вместо него начинали формироваться монтмориллонитовые межслоевые промежутки с катионами в окружении молекул воды. Это и вызвало в нашем случае возникновение серии законо-

мерно меняющихся смешаннослойных фаз с прогрессивным возрастанием в них набухающих монтмориллонитовых пакетов.

Наконец, при дальнейшем остывании растворов и исчезновении из них катионов железа, но при обилии CaCO_3 и каком-то остатке MgCO_3 происходило полное исключение из смешаннослойных структур хлоритовых одноэтажных прослоек и образование отдельной фазы — триоктаэдрического монтмориллонита. Нам представляется, что детальное рентгеноструктурное изучение новообразованных фаз, связанных с этим процессом, создает новые возможности анализа околорудных парагенезов и физико-химических равновесий приповерхностного гидротермального метасоматоза.

Эти возможности обусловлены спецификой формирования слоистых гидросиликатов. Она характеризуется обособлением фаз промежуточного типа в форме смешаннослойных образований с изменяющимися соотношениями между различными по своей природе одноэтажной прослойкой и межслоевым промежуток. При этом очень важно, что достаточно строгий анализ этих соотношений возможен с помощью рентгенографического метода, включая прямые преобразования Фурье.

При прогрессивном метаморфизме, при нагревании пород андезитобазальтового состава образование смешаннослойных минералов, вероятно, имело бы обратную последовательность: триоктаэдрический монтмориллонит → смешаннослойные минералы хлорит-монтмориллонитового типа → Mg-Fe -хлорит. При объяснении обратного ряда мы должны, вероятно, допустить, что вулканическое стекло андезитобазальтов в процессе девитрификации переходило непосредственно в диоктаэдрический монтмориллонит. Последний при нагревании превращался в триоктаэдрическую разность. При прогрессирующем нагреве за счет преобразования темноцветных минералов возникали смешаннослойные структуры с переслаиванием монтмориллонитовых и хлоритовых пакетов вплоть до нормальных Mg-Fe -хлоритов.

Принципиальное значение для понимания данной направленности структурных преобразований ряда имеют экспериментальные исследования В. А. Франк-Каменецкого и др. (1969), по гидротермальному синтезу. Эти авторы установили переход $\text{Mg, Fe}^{\text{VI}}$ -сметитов в присутствии катиона Mg^{2+} в неупорядоченные смешаннослойные минералы хлорит-монтмориллонитового типа.

Аналогичная последовательность образования фаз в условиях нагрева была обнаружена экспериментально Ж. Виаром и Г. Сабатье (1969). Исходные компоненты, использованные авторами: диоктаэдрический монтмориллонит, различные количества MgCO_3 и дистиллированная вода. Синтез был проведен при $300\text{--}600^\circ\text{C}^3$, продолжительность опытов варьировала от нескольких дней до двух месяцев. Характерно, что при самых низких температурах ($\approx 300^\circ\text{C}$) и незначительных добавках MgCO_3 монтмориллонит не подвергался превращениям в другие фазы, а лишь менял свою диоктаэдрическую модификацию на триоктаэдрическую. При температурах выше 400°C были получены смешаннослойные минералы хлорит-монтмориллонитового типа, определенные авторами, как корренсит и 7 А хлорит. Ж. Виар и Г. Сабатье подчеркивают, что для получения ряда триоктаэдрический монтмориллонит → корренсит → хлорит обязательное условие — значительный принос магния.

Однако при всей экспериментальной обоснованности данной последовательности превращений, моделирующей прогрессивный метаморфизм, он не соответствует, как нам представляется, той геологической обстановке, в которой происходило изменение силурийских вулканогенных пород изученного разреза.

³ Температуры экспериментального синтеза, как известно, обычно резко завышены по сравнению с таковыми природных процессов.

- Виар Ж., Сабатье Г. Экспериментальное воспроизведение глин и офитов кейпера.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 1, М., «Наука», 1969.
- Градусов Б. П. Смешаннослойные образования из мусковитового и монтмориллонит-бейделлитового пакетов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10.
- Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Методика определения подвижного межслоевого промежутка в упорядоченных триоктаэдрических смешаннослойных образованиях из хлоритового и лабильных 2:1 пакетов.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Дьяконов Ю. С. О прямой расшифровке рентгенограмм смешаннослойных минералов при помощи методов преобразования Фурье. Рентгенография минерального сырья, 1, М., «Недра», 1962.
- Дьяконов Ю. С. Структурные особенности смешаннослойных образований, возникающих при адсорбции калия вермикулитами и при выносе его из слюд.— Зап. Всес. минералог. о-ва, сер. 2, ч. 95, вып. 6, 1966.
- Жариков В. А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 1, М., «Наука», 1969.
- Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 1.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С. Теория экстремальных состояний и их значение для минеральных систем.— В кн.: Химия земной коры, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Коссовская А. Г. Типизация и генетическое значение смешаннослойных минералов глин.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород, М., «Наука», 1966.
- Леоненко Н. И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары).— Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, Л., 1955, в. 3.
- Маракушев А. А. Некоторые минеральные равновесия и их экстремальные состояния в связи с геохимическими условиями метаморфизма.— В кн.: Химия земной коры, т. II, М., «Наука», 1964.
- Набоко С. И. Современные фации гидротермально измененных пород.— В кн.: Современный вулканизм, М., «Наука», 1966.
- Павленко А. С. Щелочно-метасоматические процессы приконтактового типа.— В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ратеев М. А. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, М., «Наука», 1968.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П. Структурные фазы преобразования андезито-трахитовых туфов в зоне гидротермального сульфидного оруденения.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П. Структурный ряд смешаннослойных образований из метабентонитов силура—ордовика Прибалтики.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 5.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П. Смешаннослойные минералы, связанные с преобразованием пирокластики в метабентонитах силура—ордовика Прибалтики.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.
- Русинов В. Л. О роли кинетических факторов в реакциях гидротермального метаморфизма пород в приповерхностных условиях.— Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 4.
- Русинов В. Л. Неупорядоченный гидротермальный альбит и его петрографическое значение.— Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 2.
- Русинов В. Л. Альбитизация плаггиоклазов в условиях приповерхностной пропилитизации.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии, М., «Наука», 1968.
- Русинов В. Л. Пропилиты и оруденение.— Геол. рудн. месторожд., 1968, т. 10, № 6.
- Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Гидротермальный синтез в системах галлуазит и каолинит + хлориды K, Na, Ca, Mg под давлением.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 1, М., «Наука», 1969.
- Хабаков А. В. Следы каледонского диастрофизма в южной части Южного Урала.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1935, ч. 65, в. 1.
- Хомасуридзе И. П. Физико-химические условия образования рудосодержащих пород Маднелюльского месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1968, т. 10, № 6.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1963, в. 81.
- Shutov V. D., Drits V. A., Sakharov B. A. On the Mechanism of a postsedimentary Transformation of Montmorillonite into Hydromica. Proceed. Internat. Clay Cong., v. I, Tokyo, 1969.
- Kiyoshi Sumi. Zonal distribution of clay minerals in the Matsukawa geothermal area, Japan. Proceed. of the Internat. Clay Conf., Tokyo, 1969.

УДК 551.8 : 551.736 + 551.76 (571.56)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ ПОГРАНИЧНЫХ ТОЛЩ ПЕРМИ И ТРИАСА ЯКУТИИ

И. И. ТУЧКОВ

На твердой стратиграфической основе даются палеогеографические реконструкции ранней и поздней перми, индского и оленекского веков триаса. Освещаются закономерности в распределении фациальных типов пород применительно к основным структурным элементам Якутии, колебания мощностей этих отложений, темпы осадконакопления. Выделяются ряды формаций, отражающих характер тектонических движений и процессов, присущих той или иной структуре, а также общую направленность в развитии структур; приводятся данные о полезных ископаемых, связанных с определенным типом формаций.

Район Якутии — одно из таких мест в СССР, где стратиграфический разрез отложений перми и триаса в морских фациях непрерывный и где легче проследить палеогеографические изменения, проявившиеся на рубеже перми и триаса. В это время на территории Якутии господствовало накопление терригенных осадков. Различная подвижность частей этой территории (Сибирской платформы, краевого прогиба и складчатой области мезозойд) вызывала резкие фациальные изменения и колебания мощностей осадочных толщ. Четкая смена палеонтологических комплексов в непрерывных толщах перми и триаса облегчает их биостратиграфическое расчленение.

Схема стратиграфии. Установленная последовательность слоев перми и триаса и выявленные в них палеонтологические сообщества позволяют представить стратиграфическую схему рассматриваемых отложений в следующем виде.

Пермь¹. Артинский ярус выделен в широком понимании этого стратиграфического подразделения с включением в него и кунгурского яруса.

Нижняя часть яруса (актастинский подъярус) охарактеризована брахиоподами — *Jakutoproductus verchojanicus* (Freder.), *Spiriferella saranae* Vern. и гониатитами — *Paragastrioceras assae* (Vern.), *Neopronorites*, *Neoshumardites*.

Верхняя часть яруса (байгенджинский подъярус) содержит пелелиподы — *Kolymia*, *Allorisma*, брахиоподы — *Neospirifer subfasciger* (Lich.), гониатиты — *Tumarceras jakutorum* Ruzh., *Popanoceras tumarense* Ruzh., *Neouddenites* и флору — *Noeggerathiopsis*, *Zamiopteris*. Верхний отдел перми подразделяется на уфимский (?), казанский и татарский ярусы.

Уфимский (?) и казанский ярусы датируются брахиоподами — *Licharewia*, *Strophalosia*, *Cancrinella* и гониатитами рода *Spirolegoceras*. Татарский ярус выделяется на основании многочисленных находок брахиопод, эстеров и флоры.

¹ Статиграфия перми приводится по В. В. Андрианову.

Т р и а с. Северо-Восток СССР — область наиболее полного и широкого развития триасовых отложений с морской фауной. Нижний отдел триаса подразделяется на индский и оленекский ярусы. Индский ярус залегает непосредственно на татарском ярусе верхней перми, без перерыва в осадконакоплении.

Самые нижние слои триаса с *Otoceras*, *Glyptophiceras* и *Ophiceras* отвечают зоне *Otoceras*, которая известна в Гималаях, Северной Америке и Восточной Гренландии.

Следующие выше слои выделены как местная зона *Pachyproptychites*, соответствующая зоне *Gyronites* единой шкалы. В ней содержатся аммониты — *Xenaspis*, *Glyptophiceras*, филлоподы — *Lioestheria aequalis* Lutk., *L. gutta* Lut., пелециподы — *Myalina schamarae* Bittn. и брахиоподы — *Lingula borealis* Bittn.

В Предверхоанском прогибе и Вилюйской синеклизе индскому ярусу отвечает устькельтерская свита пестроцветных песчаников, алевролитов с брахиоподами, филлоподами и остатками растений.

Оленекский ярус делится на три местные зоны, из которых две нижние соответствуют зоне *Owenites* единой шкалы; распространен более широко, чем отложения предыдущего яруса. В нижних его слоях, отвечающих зоне *Paranorites*, заключены обильные остатки аммоноидей — *Meekoceras*, *Pseudosageceras*, *Hedenstroemia*, *Pseudohedenstroemia*, *Paranorites* и пелеципод — *Posidonia*. Эта зона эквивалентна зоне *Flemingites* Соляного кряжа, слоям с *Hedenstroemia* Гималаев и зоне *Meekoceras gracilitate* Северной Америки.

Для средней зоны *Anasibirites* характерны *Anasibirites*, *Koninckites*, *Dieniroceras*, *Pseudosageceras*. Зона эквивалентна зоне *Anasibirites* о. Тимора и Северной Америки.

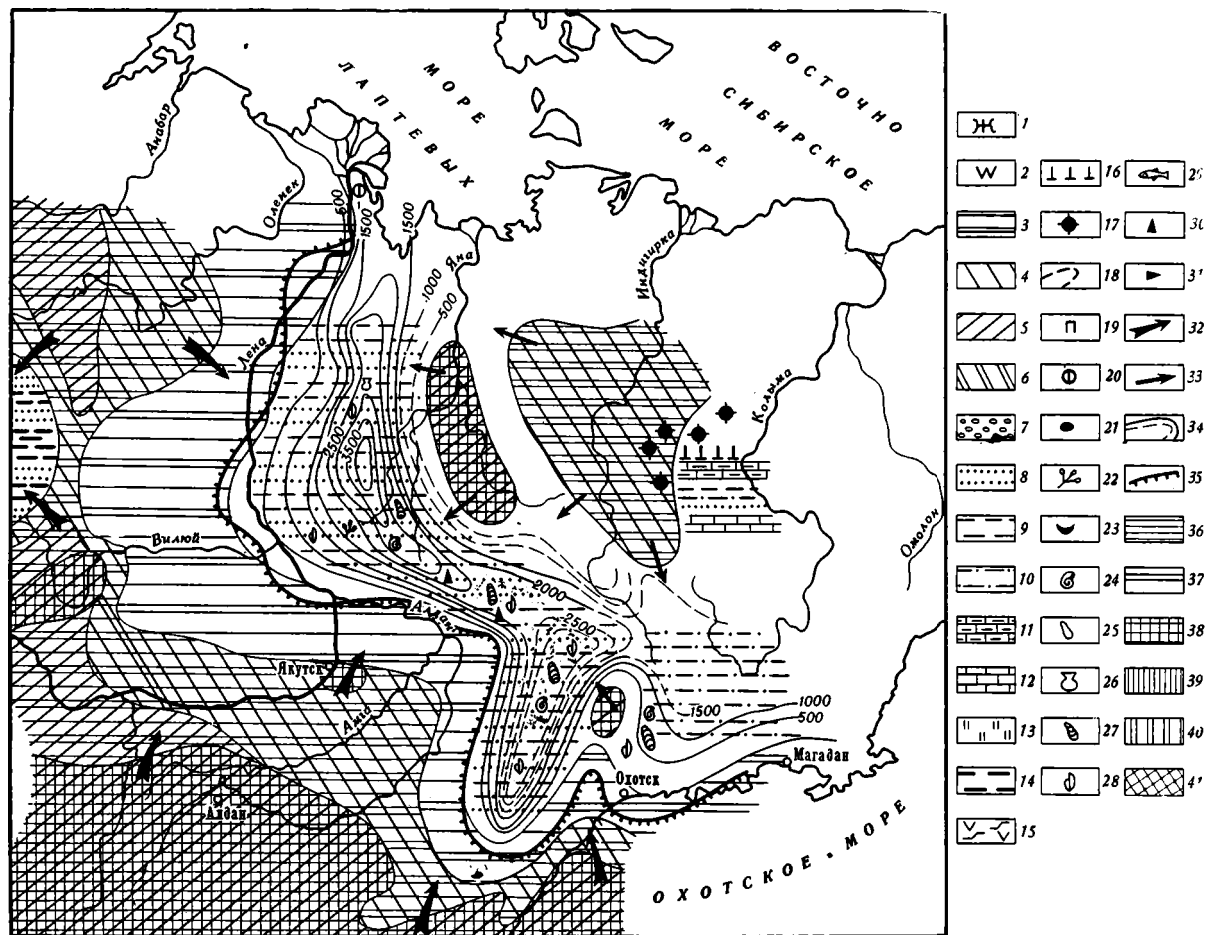
Верхние слои оленекского яруса, соответствующие зоне *Olenekites*, содержат следующий комплекс аммонитов — *Olenekites*, *Sibirites*, *Keyserlingites*, *Prospiringites*, *Tirolites*, *Columbites*, позволяющий считать эту зону эквивалентной зонам *Columbites* и *Prohungarites* Северной Америки и зоне *Columbites* Дальневосточного Приморья.

На территории Предверхоанского прогиба и Вилюйской синеклизы оленекскому ярусу отвечают две свиты — мономская, преимущественно аргиллитовая с пелециподами и аммоноидеями (зоны *Paranorites* и *Anasibirites*) и сыгынканская аргиллитово-алевролитово-песчаная с филлоподами и растительными остатками (вероятно, зона *Olenekites*).

Палеогеографические условия седиментации. В пермский период наряду с завершением герцинского этапа развития структуры Азии в Верхоянско-Чукотской складчатой области господствовал геосинклинальный режим.

Сибирская платформа продолжала подниматься, за исключением Тунгусской синеклизы, которая активно погружалась; в ней была сформирована угленосная алевроито-песчаная толща с конгломератами и эффузивами. На юге и юго-востоке платформы выделяются Байкалиды и Алданский свод, которые вместе с присоединившимися к ним Джугджуром и Охотским массивом представляли собой единую горную страну, вытягивающуюся с северо-востока на юго-запад более чем на 1000 км. Они испытывали постоянную тенденцию к воздыманию и служили областями сноса для окружающих их впадин и геосинклиналей. Анабарский свод и Вилюйская седловина также были приподняты. Их рельеф, судя по гранулометрическому составу пермских отложений, накапливавшихся по соседству (пески и галечники при резком подчинении илов), в подавляющей части был сильно расчленен — горного типа.

Существенных палеогеографических изменений в перми Верхоянско-Чукотская область не претерпела. Структурный план территории в общих чертах остался таким, каким он был в каменноугольный период. Верхоянско-Колымская геосинклиналь, за исключением Колымского и



Фиг. 1. Литолого-палеогеографическая схема раннепермской эпохи. Условные обозначения к фиг. 1—41: 1 — шельф; 2 — морские заливы, лагуны, лиманы с пониженной соленостью (красноцветные породы); 3 — равнины низменные, прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем; 4 — холмистые равнины; 5 — возвышенные равнины, плато, нагорья; 6 — горы низкие; 7 — конгломераты; 8 — пески; 9 — глины; 10 — алевроиты; 11 — известняки глинистые; 12 — известняки; 13 — кремнистые породы; 14 — угли; 15 — вулканические породы среднего состава; 16 — вулканические породы основного состава; 17 — вулканы; 18 — границы вулканических областей; 19 — пирит; 20 — фосфорит; 21 — конкреции; 22 — растительные остатки; 23 — моллюски (вообще); 24 — аммониты; 25 — эстерины; 26 — пелециподы; 27 — колымия; 28 — брахиоподы; 29 — рыбы; 30 — ледово-морские отложения; 31 — битуминозность; 32 — главные направления сноса обломочного материала; 33 — второстепенные направления сноса обломочного материала; 34 — изопакиты; 35 — границы распространения перерывов в основании рассматриваемой части разреза; 36 — осадочные обломочные породы; 37 — осадочные карбонатные породы; 38 — изверженные, метаморфические и осадочные породы; 39 — кислые изверженные и метаморфические породы; 40 — основные изверженные и карбонатные породы; 41 — состав пород неизвестен.

Охотского массивов, а также Адычанского поднятия, испытывала погружение и была покрыта морем. О масштабе погружения этой области свидетельствует мощность выполняющего ее песчано-глинистого иногда с конгломератами комплекса, достигающая в прогибах 7000 м. На Колымском массиве, представляющем в перми частично сушу, а частично обширную отмель, накапливались терригенно-карбонатные осадки мощностью не более 500 м.

В раннепермскую эпоху (фиг. 1) погружение было устойчивым только в геосинклинальных зонах, где и отложились полные серии осадков этого возраста. На Колымском массиве разрез нижнепермских осадков неполный, указывающий на прерывистый характер его погружения. К концу позднепермской эпохи погружение в геосинклиналях замедляется, в результате чего временами достигается условие полной компенсации прогибов заполняющими их осадками. Этой эпохе, характеризующейся накоплением осадков преимущественно в прибрежно-морских и континентальных условиях, отвечают прослои углистых сланцев и углей, образовавшихся в обстановке приморской заболоченной низменности, покрытой пышной растительностью.

На территории Верхоянья в сакмарский век в условиях возобновляющейся трансгрессии возникла четко ритмичная толща, сложенная алевролитами и песчаниками.

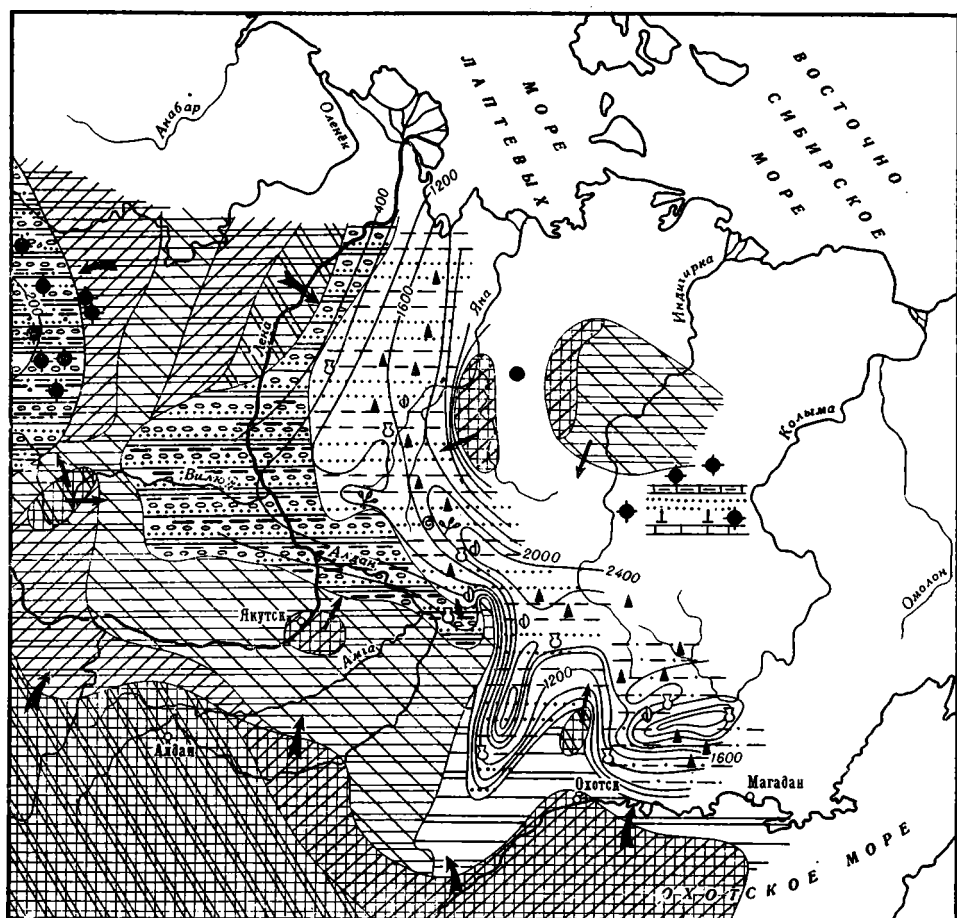
В артинский век трансгрессия достигает максимума. Она захватывает не только районы Верхоянья, но и прилежащие участки Сибирской платформы. Удаленность областей сноса и относительная глубоководность бассейна обусловили в это время накопление преимущественно глинисто-алевритовых осадков.

Во второй половине ранней перми накапливаются все более мелко-водные морские, прибрежно-морские и лагунно-континентальные осадки. В пределах Верхоянья в течение раннепермской эпохи накопилось около 3500—4000 м песчано-глинистых осадков, причем наибольшие мощности их приурочиваются к его осевой части. Максимальный темп осадконакопления характерен для артинского века (мощность осадков 2500—2850 м).

В начальный этап поздней перми (фиг. 2) происходит новая трансгрессия; покрылись морем ближайшие области сноса. Осадки этого моря представлены в основном глинами и алевроитами с остатками стено-галинных организмов — аммоноидей, наутилоидей, брахиопод и др.

Позднепермская эпоха явилась временем довольно энергичных тектонических движений. Усиливается и тектоническая дифференциация территорий. В результате суша Сибирской платформы была превращена в сильно расчлененную, местами горную страну, поставляющую в бассейны седиментации более грубый обломочный материал. Активизация участков платформы, обрамлявших Тунгусскую синеклизу с юго-востока, вызвала снос в последнюю грубого песчано-галечного кластического материала и накопление за это время угленосной толщи до 300 м мощностью, в то время как за предыдущие эпохи, хотя и более продолжительные по времени, накопилось всего 100 м осадков.

Усиление тектонических движений во вторую половину позднепермской эпохи вызвало в Тунгусской синеклизе интенсивный трапповый вулканизм — излияние базальтов и извержение большого количества рыхлых вулканических продуктов. На востоке платформы рельеф стал еще более расчлененным и сложным и приблизился по типу к горному. Прогибание Верхоянского бассейна седиментации становится более медленным, море мелеет. Замедление скорости погружения во вторую половину поздней перми отчетливо выделяется по темпам осадконакопления. Так, за казанский век в этой области накопилось 1500—1900 м осадков (в бассейне р. Колымы — 2600 м), а в татарский век всего 500—700 м.



Фиг. 2. Литолого-палеогеографическая схема позднепермской эпохи.
Условные обозначения см. на фиг. 1

В татарский век накапливались сравнительно грубые осадки. Резко возросла роль песчаников, а на западе и юго-востоке Верхоянья — песчано-конгломератовых отложений, формировавшихся в условиях приморской низменности. В результате тектонических движений морфологическое выражение получает Верхоянская антиклинальная зона. Подтверждается это сокращенными сериями осадков татарского яруса на своде антиклинали. Максимальные мощности осадков этого возраста перемещаются в зону сочленения Верхоянья с Яно-Колымской геосинклиналью. Эти же движения обусловили значительное сокращение области седиментации в Тунгусской синеклизе.

Питающими провинциями для бассейнов седиментации в течение всего позднепалеозойского времени были Сибирская платформа с ее горными обрамлениями, а также гипотетическая суша, расположенная в районе Яно-Адычанского междуречья и, видимо, суша Колымского срединного массива. В этих областях подвергались усиленной денудации, судя по составу обломочного материала, карбонатные и терригенные, метаморфические и изверженные породы.

Весьма интересная особенность пермских отложений — обилие каолинита, который распространен почти по всему разрезу, но чаще в верхних слоях артинского яруса и в уфимско-казанских и татарских отложениях. Обычно этот минерал присутствует в виде каолинитового цемента

в песчаниках, но встречаются маломощные прослои глинистых пород, имеющих более или менее чистый каолиновый состав. Не менее любопытно наличие небольшой фосфатности. Гранат, сравнительно редкий минерал в верхнепалеозойских отложениях, становится постоянным компонентом почти всех пород мезозойской группы.

Толщи пермского возраста представлены преимущественно сероцветными обломочными породами, что более типично для бореального климата. Карбонатные породы редки. Полимиктовость состава терригенных осадков, обилие в них свежих полевых шпатов свидетельствуют о том, что в областях сноса, по-видимому, доминировало физическое выветривание, протекавшее при умеренной температуре воздуха. Однако присутствие больших масс переотложенного каолинита среди пермских песков указывает на заметную роль процессов химического разложения силикатов, отвечающих скорее всего этапам регрессий и угленакпления.

В перми климат постепенно утрачивает свою равномерность, присущую предшествовавшему периоду, и приобретает поясную зональность. Не был он и постоянным. В начале периода было довольно холодно или умеренно холодно. Во всяком случае климатическая сезонность была отчетливо выражена, что подтверждается ледово-морскими осадками. О климатической сезонности говорят и годовичные кольца найденных обломков древесины, которые характеризуются неравномерной шириной прироста.

В последующее время, до конца раннепермской эпохи и даже в начале позднепермской (уфимский и большая часть казанского века), наблюдается потепление климата с избыточным увлажнением. Все это способствовало бурному развитию растительности и угленакплению. В позднеказанский век вновь отмечается похолодание климата, которое фиксируется ледово-морскими отложениями этого возраста.

Татарский век характеризуется сравнительно жарким и увлажненным климатом, показателем которого служит весьма значительное угленакпление, проявившееся на востоке Сибирской платформы и на площадях Предверхоанского прогиба и Верхоянья.

В поздней перми происходит почти полное вымирание каламитов, лепидофитов, сфенофиллов и кордантов, составлявших основную массу растительности пермокарбона. Вместе с тем усиливается роль саговниковых, гинкговых и особенно хвойных.

Что касается фаунистических ассоциаций, то пермская фауна бореальной области отличалась весьма своеобразными сообществами, состоящими из представителей рода *Kolymia*, брахиопод (продуктиды, спирифериды, лихареви и др.), криноидей, аммоноидей, мшанок и фораминифер. Среди последних доминирующее значение принадлежало весьма типичным лагенидам и аммодисцидам. Весьма любопытно, что отсутствуют фузулиниды и табуляты, слабо развиты рупозы и появляются мшанки.

В перми в пределах всей суши Сибирской платформы и приморских низменностей очень распространена пресноводная фауна, населявшая болота в областях угленакпления и разнообразные водоемы. В состав ее входили антропоиды, филлоподы, пелециподы, остракоды, а также пресноводные рыбы.

Среди полезных ископаемых пермского возраста кроме фосфоритов, развитых незначительно, заслуживают серьезного внимания угли. Наиболее существенные признаки угленосности отмечаются в позднеартинских и особенно в татарских отложениях. Мощность отдельных пластов угля в татарских отложениях достигает 1,5—2 м. На нефть и газ весьма перспективны пермские отложения Предверхоанского прогиба и восточной части Вилюйской синеклизы.

Триасовый период, несмотря на то, что был ярко выраженным геократическим отрезком времени в истории Земли, на Северо-Востоке

Азии являлся одним из талассократических этапов палеозойско-мезозойского времени. Это был этап наиболее открытых бассейнов и широких связей с другими смежными морями и океаническими бассейнами.

На рассматриваемой территории структурный план триасового периода сохраняет общие черты структуры с пермским. Нижнетриасовое море заливало область Верхоянско-Чукотской складчатой области и прилегающей части Сибирской платформы. Оно занимало более обширную площадь, чем верхнепермское море, и характеризовалось иным гидродинамическим режимом. На большей части территории Северо-Востока СССР наблюдаются непрерывные разрезы пермско-триасовых толщ. Лишь местами, на сравнительно небольших участках, отмечены перерывы в осадконакоплении.

Дальнейшее поднятие поверхности, которое наметилось в пермско-карбововое время, превратило в индском веке Колымский срединный массив из области частичного накопления в крупный массив суши. Из области накопления были превращены в зоны размыва такие участки территории, как Хараулахские горы, юго-западная часть Охотского побережья, в том числе и Охотский массив, ряд Олойско-Ануйских поднятий и акватория Восточно-Сибирского моря, Куульский массив, возможно, о. Врангеля и некоторые острова Новосибирского архипелага. На рубеже индского и оленекского веков площадь поднятий и областей размыва несколько сократилась вследствие усилившейся оленекской трансгрессии. Это обусловило более широкое развитие морских фациальных типов осадков.

Располагавшееся на территории Северо-Восточной Азии индское море (фиг. 3) было мелководным. В нем отлагались преимущественно алевроитовые, песчаные и глинистые осадки, чередующиеся друг с другом. В разрезах нередко сложная ритмичность пород флишоидного характера. Обычно толщи индского яруса слагаются двумя-тремя, реже большим количеством типов пород.

Смена и преобладание тех или иных типов пород, фаций и мощностей на площади в большинстве случаев тесно связываются с границами тектонических структур. В алевроито-глинистых толщах индского и оленекского ярусов с преобладающей тонкой горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью весьма широко развиты желваки или конкреции шарообразной, эллипсоидальной и плоско-эллипсоидальной формы размером от 5—8 см до 0,3—0,7 м и более. Очень часто они группируются в серии, вытягивающиеся согласно слоистости. По составу конкреции, как правило, мергельные, алевроито-глинистые, со значительным участием карбоната. Довольно часто конкреции, реже линзовидные прослои карбонатных пород, содержат примесь фосфатного вещества. Породы, обогащенные органическим веществом, черные или темно-серые. Для триасовых отложений характерна высокая сульфидность, причем пирит и марказит присутствуют в виде мелкой равномерно рассеянной в породах вкрапленности зерен и в виде желваков. Карбонатность пород невысокая, — изредка встречаются конкреции, линзы и маломощные линзовидные мергельные прослои, местами с примесью сидерита.

В Яно-Колымской геосинклинальной зоне господствовали условия открытого моря нормальной солености или близкой к таковой. На это указывает обилие стеногалинных форм аммоноидей. Середина этой зоны отмечалась устойчивым прогибанием с максимальными мощностями для индского века и наиболее тонкозернистыми осадками. Здесь отлагались главным образом глины с небольшой примесью алевроитового и песчанистого материала.

На западной окраине индского бассейна господствовали прибрежно-морские условия, где отлагались преимущественно песчаные, алевроитовые и отчасти глинистые осадки. Среди этих осадков также встречаются

карбонатные конкреции, линзы и линзовидные прослои песчаных и алевроитовых мергелей, глинистых известняков и известняковых глин.

В морском бассейне обитали амmonoидеи, пелециподы и филлоподы, реже брахиоподы и рыбы. При этом по мере движения от центральных частей бассейна в сторону суши количество пелеципод, филлопод, брахиопод и рыб резко возрастало, а амmonoидей — падало.

К западу, на территории восточной части Сибирской платформы, в пределах Вилюйской синеклизы, непосредственно сменяя область морской седиментации, располагался бассейн, на площади которого господствовали лагунно-континентальные условия. Здесь формировались дельтовые и лиманные пестроцветные осадки — пески, алевроиты и глины, многократно чередующиеся друг с другом, при явном преобладании псаммитовых разностей пород. Наряду с преобладающими красной, красновато-бурой и красновато-коричневой окрасками местами в толщах этих пород встречаются прослои и другого цвета — зеленоватые, серые и желтовато-бурые. Красный цвет в большинстве случаев обусловлен окислами и гидроокислами железа, которые обычно в виде тонкой пленки облекают песчаные и глинистые частицы. Большая часть этих пород образовалась в условиях лиманного водоема, пресных и солоноватых озер, дельт и аллювиальной прибрежной, низменной равнины.

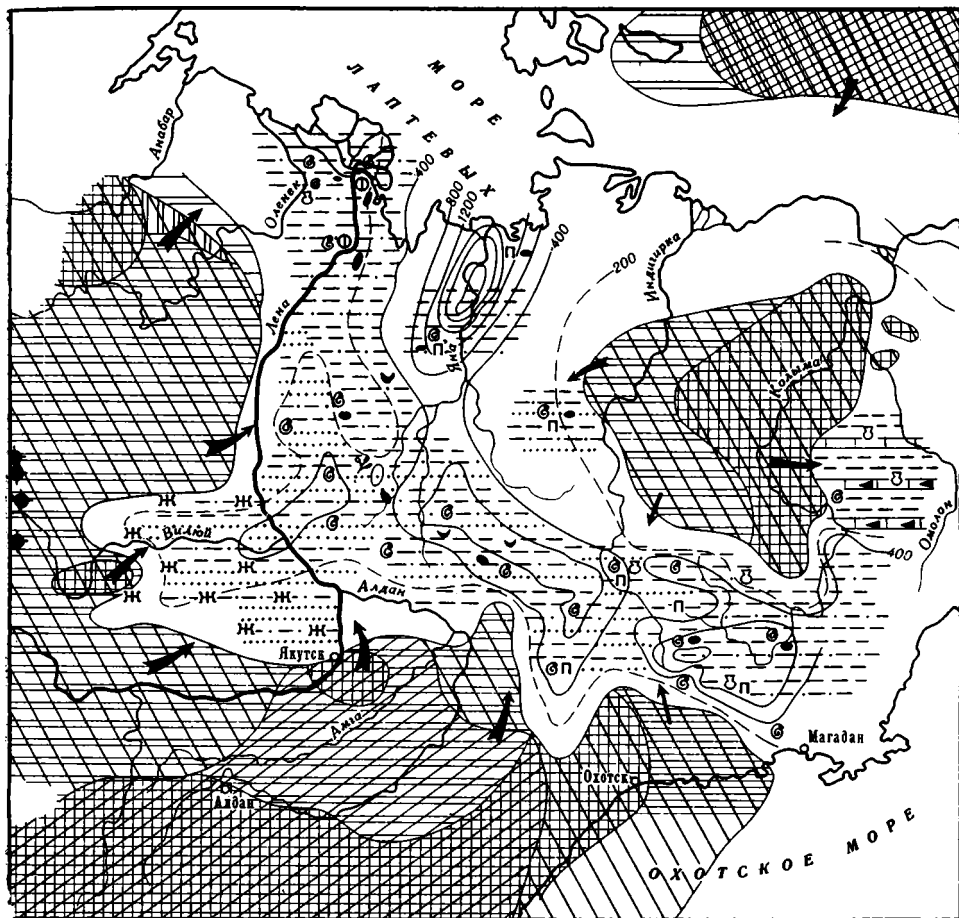
В оленекский век (фиг. 4) структурный план рассматриваемой территории, очертания морей и суши сохранились в общих чертах, претерпев лишь незначительные изменения. В гораздо большей степени, чем в предыдущем веке, увеличилась площадь нижней части шельфа, на которой отлагались глины и алевроиты, местами с небольшой примесью песков.

К юго-западу и западу от центральной сравнительно более глубоководной полосы располагалась область прибрежного мелководного моря. В ней отлагались песчаные, алевроитовые и отчасти глинистые осадки с обильными карбонатными конкрециями и линзами карбонатизированных пород, сидериты и фосфаты. Область накопления лагунно-континентальных (лиманных, дельтовых) пестроцветных осадков несколько сократилась по сравнению с областью отложений индской эпохи. В этой области формировались черные с зеленоватым оттенком, красновато-бурые аргиллиты, заключающие прослои алевроитов, конкреции и линзы сидеритов, сидеритизированных известняков и известковистых песчаников.

Наибольшие мощности (2200—3700 м) раннетриасовых отложений в геосинклиналях Верхоянско-Чукотской складчатой области приурочены к отдельным, структурно разобленным впадинам, но в пределах стабилизированных участков этой области, а также во впадинах Сибирской платформы и в Предверхоянском прогибе они резко сокращаются (от 100—300 до 750—900 м). Основным источником сноса для раннетриасового бассейна была Сибирская платформа. Гранулометрический состав осадков, отлагавшихся в прибрежной полосе, свидетельствует о том, что наиболее пересеченный рельеф (низкие горы, возвышенные плато) располагался в пределах Алданского массива, Байкало-Патомского нагорья, гор Сеттэ-Дабан, в бассейнах рек Алдана и Амги. Остальная территория суши представляла собой холмистую равнину с отдельными более возвышенными участками в правобережной части бассейна р. Вилюй.

Колымский массив, архипелаг островов на площади Олойской впадины, массивы суши на акватории Восточно-Сибирского и Чукотского морей являлись также питающими провинциями, поставляющими в подавляющем большинстве случаев тонкозернистый материал.

Триасовый период характеризовался исключительно широким проявлением траппового вулканизма. Он был наиболее интенсивным на плат-



Фиг. 4. Литолого-палеогеографическая схема оленекского века
Условные обозначения см. на фиг. 1

форме и в Тунгусской синеклизе в позднепермское и ранне-среднетриасовое время, а в Предверхоянском прогибе — на рубеже перми и триаса. Следует подчеркнуть аридизацию климата в раннем триасе, на что указывают пестроцветные осадки Вилюйской синеклизы, распространявшиеся на востоке Верхоянья. На это время приходится максимум ксеротермического климата, жаркого и засушливого. Осадки этого времени представляют образования аллювиальной приморской равнины, дельтовые, лиманные и лагунные.

Отложения раннего триаса отличаются более высокой фосфатностью, чем пермские. В нижнетриасовых породах, особенно в оленекских, обнаружены желваковые фосфориты и фосфатонесные сланцы с содержанием P_2O_5 от 5—6,5 до 11—12%.

Обилие рассеянной органики в отложениях нижнего триаса Предверхоянского прогиба и восточной части Вилюйской синеклизы благоприятно для образования и сохранения залежей нефти и газа. Для нижнего триаса характерна и наибольшая битуминозность, достигающая в Вилюйской синеклизе 3,7%. На Средне- и Усть-Вилюйской площади промышленные притоки газа получены из оленекских отложений, а из пород индского яруса и верхней перми — газ с нефтью.

Типы отложений и осадочные серии перми и триаса в основных структурах Якутии

Система	Отдел	Тип отложений	Мощность, м	Осадочная серия	Полезные ископаемые
Впадины восточной части Сибирской платформы					
Триас	Средний	Лагунно-континентальные терригенные отложения-песчаники полимиктовые, алевролиты и аргиллиты, прослой и линзы кварцевых гравелитов и конгломератов, обилие органики; сидерит и пирит	300—450	Полимиктовая лагунная со свитами сероцветной мезомиктовой (средний триас), красноцветной полимиктовой (нижний триас) и коры выветривания	Крупные запасы природного газа
	Нижний	Прибрежно-морские, лагунные (лиманные) отложения пестроцветных аргиллитов, алевролитов, песчаников полимиктовых и туфогенных; обилие органики, прослой, линзы и конкреции сидерита и пирита; трансгрессивное залегание	500		
Пермь	Верхний	Угленосные отложения лимнических и реже параллических бассейнов—песчаники кварцевые, полевошпат-кварцевые, реже алевролиты, углистые аргиллиты с прослоями углей; часто каолинит	600	Терригенная слабоугленосная олигомиктовая (приморской равнины)	Промышленные скопления газа
	Нижний	Лагунно-континентальные и континентальные песчано-глинистые осадки с линзами угля и углистых пород, часто каолинит	500		
Предверхоянский краевой прогиб					
Триас	Средний	Морские прибрежные и мелководные грубозернистые плохо отсортированные осадки—песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов, ракушечных известняков и кварцевых гравелитов, местами известковистые; конкреции сидеритов, нередко фосфатсодержащие, фосфат-сидеритовые конгломераты	550	Полимиктовая (морская) сидерит-слабофосфатная и сульфидная со свитами сероцветной, мезомиктовой и красноцветной полимиктовой	Промышленные скопления газа; фосфориты
	Нижний	Морские мелководные и относительно глубоководные отложения—пестроцветные алевролиты и песчаники с линзами и прослоями глин, известняков и сидеритов; конкреции сидеритов, сидерит-фосфатов, пирита и мергелей; в основании местами пласт диабаз, замещаемого туфогенными породами; трансгрессивное залегание	750—900		
Пермь	Верхний	Чередование морских, мелководных песчано-глинистых и прибрежно-морских осадков с прослоями	750—1100	Терригенная слабоугленосная и сидерит-слабофосфатная	Крупные скопления газа

углистых пород и глинистых углей; прослой известковых пород, сидеритизированных известняков, конкреции сидеритов, нередко фосфатных, и пирита; значительные количества каолинита

Геосинклинали Верхоянско-Чукотской складчатой области мезозой

Триас	Средний	Морская, сложноритмично-построенная, флишоподобная толща, состоящая из алевролитов, аргиллитов и песчаников, нередко известковистых; обильные конкреции пирита, мергелей, глин, известняков, сидеритов, иногда фосфатных	2900—3700	Глинистого и терригенного флишоподобная (стадия максимального прогибания) с первично-сульфидной или сероводородной резко восстановительной средой	Представляют интерес как вмещающие породы рудных месторождений
	Нижний	Морские, более глубоководные, алевроито-глинистые и реже песчаные осадки с массовым развитием мергельных, кремнисто-карбонатных и меньшим развитием сидеритовых конкреций; линзы и прослои глин, известняков, известковых глин и алевроитов, интенсивная пиритизация, местами трансгрессивное залегание	2000—3600		
Пермь	Верхний	Внизу—морские отложения (алевролиты, аргиллиты и песчаники) довольно ритмичного строения; вверх—прибрежно-морские песчано-конгломератовые образования; к западу они фациально замещающимися аргиллито-алевритовыми толщами, чередуются с алевроито-песчаниковыми толщами с признаками угленосности; местами ледово-морские осадки; желваки пирита	2500—3500	Флишоподобная толща (стадия интенсивного прогибания геосинклиналей)	То же

Колымский срединный массив

Триас	Средний	Морские, мелководные отложения—известковые аргиллиты и алевролиты, чередующиеся с гравелитами, конгломератами, туффитами, туфами и лавами андезита и дацита	150—200	Эффузивно-терригенная слабокарбонатная со свитой битуминозных известковистых аргиллитов	Перспективы на нефть и газ
	Нижний	Морские, мелководные осадки—глины, известковистые глины, иногда сильно битуминозные, с прослоями мергелей, глинисто-карбонатными и фосфоритовыми желваками; интенсивная пиритизация (Омолонский массив); трансгрессивное залегание с угловым несогласием	50—120		

Таблица (окончание)

Система	Отдел	Тип отложений	Мощность, м	Осадочная серия	Полезные ископаемые
Пермь	Верхний	Терригенно-известковые отложения эпиконтинентального бассейна—известняки, мергели, известково-песчаные и аргиллиты; местами прибрежно-морские песчаники-конгломератовые отложения Среди осадочных пород многочисленные прослои туфов, туффитов и лавовых покровов андезита и базальта; трансгрессивное залегание; местами угловое несогласие с подстилающими породами	300—1000	Терригенно-эффузивная, карбонатная платформенного типа	Возможны эпитермальные месторождения золота, серебра, ртути и др.
	Нижний				

Данные о типах отложений, развитых в основных структурах Якутии и отражающие вещественный состав, качественные различия и условия седиментации их в перми и триасе, сведены в таблицу.

Выводы 1. Пермские морские бассейны имели нормальную соленость вод.

2. Для пермского периода характерен умеренно-теплый, влажный климат и гумидный тип осадконакопления — сероцветные терригенные породы без существенного участия карбонатных; значительный размах получили процессы угленакопления. Отмечаются два периода похолодания (артинский и казанский века), что подтверждается ледово-морскими отложениями. Ранний триас с позднеатарским временем составили один из самых значительных ксеротермических периодов в истории Северо-Востока СССР. Климат этой эпохи был жарким и засушливым, о чем свидетельствуют красноцветные осадки Вилюйской синеклизы и Предверхоянья. На это же указывает отсутствие угленосности в отложениях нижнего триаса.

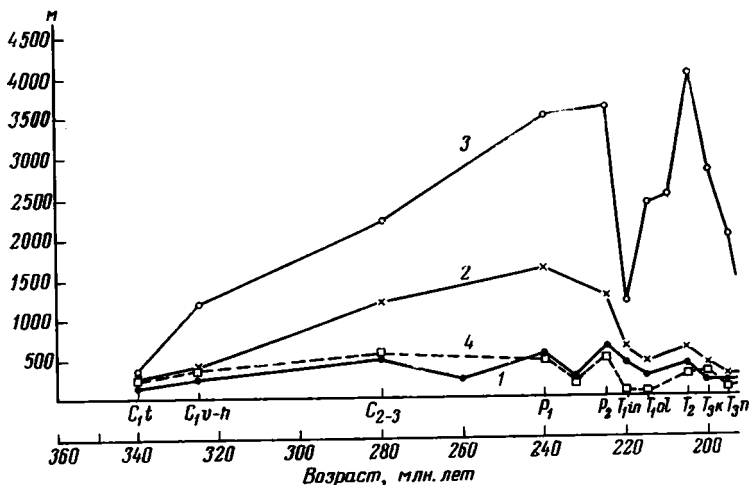
3. Нельзя не обратить внимания на повышенные количества каолинита в пермских породах. В то же время климатическая обстановка формирования пестроцветных осадков раннего триаса была благоприятной для бокситообразования, как переходная от аридной к гумидной.

4. Значительные тектонические движения на рубеже перми и триаса ознаменовались интенсивным трапповым вулканизмом на платформе и слабым его проявлением в Верхоянье и других участках складчатой области.

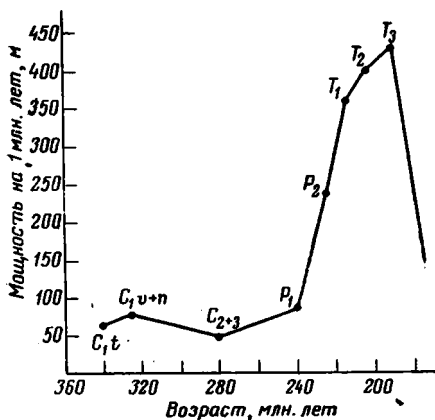
5. Триасовый период, как никакой другой, характеризуется стадией максимального прогибания геосинклиналей и соответственно наибольшим темпом осадконакопления (фиг. 5—7). Значительное погружение геосинклиналей отмечается и для пермского периода, но оно рассматривается как предыстория наиболее ярко выраженных геосинклинальных условий в триасе.

6. Нижнетриасовые отложения в отличие от верхнепермских характеризуются обилием конкреций, несравнимо большей тонкозернистостью осадков и прекрасно выраженной горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью.

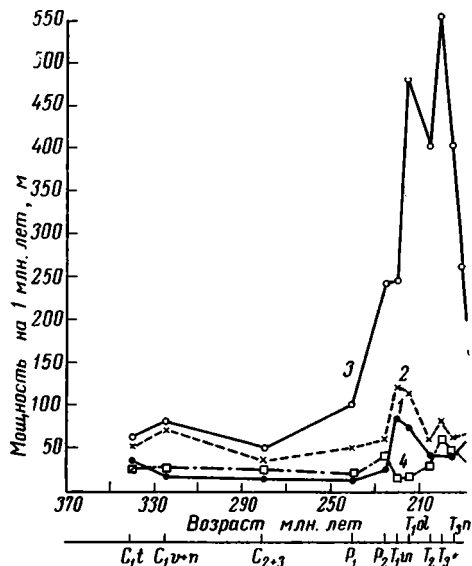
7. В нижнетриасовых породах по сравнению с верхнепермскими присутствуют в неизмеримо больших количествах сидерит и фосфат, слагающие желваки, конкреции и линзы различных размеров.



Фиг. 5. График изменения скорости погружения восточной части Сибирской платформы (1), Предвехоянского прогиба (2), геосинклиналей Верхоянско-Чукотской складчатой области (3) и Колымского массива (4)



Фиг. 6. Максимальные мощности отложений, образовавшихся в течение 1 млн. лет в осадочных толщах позднего палеозоя и раннего мезозоя Якутии



Фиг. 7. Мощности отложений, образовавшихся в течение 1 млн. лет в осадочных толщах позднего палеозоя и раннего мезозоя Сибирской платформы (1), Предвехоянского прогиба (2), геосинклиналей Верхоянско-Чукотской складчатой области (3) и срединных массивов (4)

8. Наиболее нефте- и газообильными оказались нижние интервалы триасовой и пермской трансгрессивных серий. Надо полагать, что и самые оптимальные условия в отношении нефте- и газообразования создавались в начальные этапы трансгрессий.

УДК 001.4 : 550.4

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ И НОМЕНКЛАТУРЫ

Н. В. ЛОГВИНЕНКО, М. Г. БЕРГЕР

Рассмотрены некоторые особенности литологических терминов «ленточная глина», «неупорядоченный каолинит», «монотермит», «бентонит», «терригенно-минералогическая провинция» и др. Высказаны предложения по совершенствованию литологических терминов в направлении повышения их точности, ликвидации многозначности и устранения некоторых других распространенных их недостатков.

В последние годы опубликован ряд работ по различным вопросам геологической и, в частности, литологической терминологии и номенклатуры (Вассоевич и др., 1967, и др.). Представляется полезным продолжить обсуждение вопросов, поднятых в этих статьях, а также затронуть ряд других вопросов данной проблемы.

Одно из наиболее важных требований, которому должен удовлетворять геологический термин,— точность (правильность) его указания на сущность обозначаемого им геологического объекта или явления.

Правда, специалисты-терминологи (Исаченко, 1962, и др.), особенно в последнее время, изрядно запутали этот, казалось бы, ясный вопрос. Однако мы не имеем возможности в данной статье останавливаться на рассмотрении высказанных ими взглядов.

Большинство литологических терминов вполне отвечает данному требованию. Существует, однако, целый ряд терминов, неудовлетворительных по своей точности. Это замечание относится, например, к такому часто употребляемому термину, как «ленточная глина».

К. К. Марков (1927) справедливо отмечал, что «...механический состав ленточных глин крайне непостоянен: нередко мы встречаем летние слои лент, сложенные мелкозернистым и даже крупнозернистым песком» (стр. 41). Сам К. К. Марков указывает в связи с этим на «...неудобство термина «ленточная глина», заключающего указание на вполне определенный механический состав—глинистость породы и в то же время относимого к образованиям самого различного механического состава» (стр. 49). Рассмотрим еще некоторые примеры этого рода.

Как известно (Бриндли, 1965, и др.), среди каолинитов по степени их структурного совершенства (упорядоченности) в некоторой мере условно, обычно, выделяются структурные разновидности, именуемые совершенной (упорядоченной), несовершенной (неупорядоченной) и соответственно некоторой промежуточной между ними (не совсем совершенной и т. п.)¹. Нередко эти разновидности именуются также хорошо

¹ Б. Б. Звягин (1964) и он же совместно с М. Ф. Викуловой (Викулова, Звягин, 1965) разработали более детальную классификацию, предусматривающую выделение 9 структурных групп каолинита. Однако точное установление принадлежности каолинита к той или иной из этих групп в каждом конкретном случае требует сравнительно детальных структурных определений. Поэтому многие литологи продолжают пользоваться приведенной упрощенной классификацией.

окристаллизованным каолинитом, плохо окристаллизованным каолинитом и соответственно каолинитом промежуточной степени окристаллизованности.

Несовершенство последней системы названий определяется, в частности, их некоторой генетической направленностью, не всегда правильной. В этих названиях четко проглядывает стремление связать структурные особенности каолинита с особенностями его кристаллизации². Вместе с тем известно (Викулова, Звягин, 1965; Викулова, Шитов, 1966; Казанский, Соколова, 1961; Шутов и др., 1966, и др.), что структурные особенности каолинита, как и других глинистых (и не только глинистых) минералов, нередко в значительной мере определяются характером его вторичных изменений. В частности, в природе достаточно широко распространены случаи, когда первично строго упорядоченный каолинит в последующем, в результате различных процессов деструкции³, имевших место, например, на стадии диагенеза, оказывается структурно весьма несовершенным.

Отметим также существование определенного несоответствия между широко употребляемым названием «неупорядоченный каолинит» и действительными особенностями структуры этой разновидности каолинита.

Как известно, структура даже этой разновидности каолинита всегда сохраняет некоторые элементы упорядоченности, выражающиеся, в частности, в том, что относительные смещения сеток и последовательных слоев кратны по величине $\pm b/3$. Поэтому Б. Е. Браун и С. В. Бейли (1964) предложили называть подобные структуры полубеспорядочными. Представляется, однако, более удобным в таких случаях говорить о нестрого упорядоченном каолините (в отличие от строго упорядоченного)⁴.

Нередко с развитием науки становится ясно, что термин, казавшийся ранее точным, в действительности таковым не является. Так случилось, например, с введенным Д. С. Белянкиным (1932) названием «монотермит»⁵. Происхождение этого термина, как известно, связано с тем, что глины, которым Д. С. Белянкин дал название монотермитовых, на термограммах при нагревании до 1000°С давали лишь один термический эффект (с максимумом около 550°). Однако применение более совершенной техники термического анализа показало, что так называемые монотермитовые глины всегда дают на термограммах (при нагревании в этой же температурной области) не один, а ряд термических эффектов. Таким образом, название «монотермит» вступило в очевидное противоречие с характером обозначаемого им объекта (Логвиненко и др., 1964; Прохоров, 1970, и др.).

Широко распространенный дефект многих литологических терминов — их недостаточная определенность и связанная с нею многознач-

² И отчасти со степенью совершенства его кристалломорфологии. Однако, как установлено (Викулова, Шитов, 1966; Бергер, 1969, и др.), между структурными и кристалломорфологическими особенностями каолинита осадочных образований в общем случае не существует взаимнооднозначного соответствия.

³ Иными словами отрицательной полиморфной трансформации, по терминологии, предложенной А. Г. Коссовской (1966), с учетом терминологии, введенной Ж. Люка (Lucas, 1962).

⁴ В связи с существованием более детальной классификации структурных форм каолинита, предусматривающей выделение 9 их групп, различающихся по степени упорядоченности чередования последовательных слоев и степени совершенства их (слоев) внутренней структуры (Звягин, 1964; Викулова, Звягин, 1965), отнесение структуры каолинита к числу полубеспорядочных (или нестрого упорядоченных) может рассматриваться лишь в качестве некоторой предварительной ее характеристики. Дальнейшая, более полная характеристика структуры каолинита должна предусматривать установление типа структурного несовершенства, определение характера нарушений структуры, характера отклонений реальной структуры от идеальной.

⁵ Вопросы о природе монотермита и правомерности выделения его в качестве самостоятельного минерального вида мы здесь не касаемся.

ность. Это относится, в частности, к таким терминам, как «структура» и «текстура», «фация» и «формация», «эпигенез» и др. Многозначен например, и такой широко употребляемый термин, как «бентонит», который, как известно, используется для обозначения главным образом следующих объектов: 1) глинистых пород существенно монтмориллонитового состава, возникающих при изменении вулканических пеплов, 2) любых по происхождению глинистых пород существенно монтмориллонитового состава, 3) любых по составу и происхождению глинистых пород-адсорбентов.

Различное содержание нередко вкладывают и в термин «терригенно-минералогическая провинция», что связано, в частности, с существующими различиями в методике выделения этих провинций, применяемой разными авторами. Обычно терригенно-минералогические провинции выделяют по преобладающим тяжелым минералам песчано-алевритовой фракции. Иногда, однако, области, единые в данном отношении, все же делят (Супрычев, 1962, и др.) на ряд терригенно-минералогических провинций по второстепенным минералам тяжелой фракции (основные, наиболее распространенные тяжелые минералы в таких случаях рассматриваются в качестве фоновых и не учитываются при районировании). Таким образом, результаты, получаемые при различном методическом подходе к выделению терригенно-минералогических провинций, оказываются трудно сопоставимыми. Поэтому терригенно-минералогические провинции во всех случаях следует выделять по преобладающим тяжелым минералам песчано-алевритовой фракции, а районы, выделяемые в пределах терригенно-минералогических провинций по тем или иным второстепенным минералам тяжелой фракции, рассматривать в качестве субпровинций.

Литология тесно связана с многими другими областями геологии. Это делает необходимым согласование литологической терминологии и номенклатуры с терминологией и номенклатурой других геологических дисциплин. Здесь также не все обстоит благополучно.

Например, как известно, каолинитом именуют определенный глинистый минерал, а каолином — породу, состоящую из этого минерала. Таким образом, суффикс «-ит» в данном случае указывает на принадлежность объекта к числу минералов, а его отсутствие — на принадлежность к числу горных пород. Однако в других областях минералогии и петрографии принята иная, противоположная система обозначений, при которой указанный суффикс является отличительным признаком наименования именно пород («лабрадорит», «серпентинит»), а его отсутствие в наименовании указывает на принадлежность объекта к числу минералов («лабрадор», «серпентин»).

Сходная ситуация сложилась и в области наименований соляных пород. Одни авторы не делают никаких различий между названиями пород и слагающих их минералов: «гипс», «ангидрит», «карналлит» и т. д., что, конечно, нельзя признать удачным. Некоторые же авторы одни породы называют таким способом, а другие — иначе, например, «галитит», «сильвинит».

В настоящее время не может вызывать сомнений необходимость совершенствования литолого-петрографической номенклатуры (наименование горных пород) и прежде всего необходимость разработки правил построения этих наименований. В минералогии такая работа уже ведется, в частности, Комиссией по новым минералам ВМО.

В заключение нам хотелось бы вновь коснуться вопроса о терминах «эпигенез» и «эпигенетический». Обсуждению этого вопроса посвящена обширная и большинству специалистов хорошо известная литература.

В геологических науках уже давно сложились такие представления, согласно которым под «эпигенезом» понимали процесс образования минералов, структур и текстур, происходящий после образования по-

роды. Это положение нашло отражение, в частности, в учении о полезных ископаемых.

Несколько позже термин «эпигенез» стали использовать **литологи** в том же первоначальном смысле — для обозначения процессов, происходящих после образования осадочной породы. В дальнейшем стадией эпигенеза называли стадию изменения осадочной породы, продолжающуюся от момента образования породы до ее метаморфизма. Однако, если исходить из буквального смысла слова «эпигенез», то эпигенетическими являются и метаморфические процессы, и процессы выветривания. Исходя из этих и ряда других соображений, большинство литологов признали, что термин «эпигенез» неудобен для обозначений одной из стадий осадочного породообразования, и оставили его в качестве «термина свободного пользования» для обозначения более позднего времени образования минералов или прохождения процессов (эпигенетический — более поздний).

Еще раньше, чем представления об эпигенезе, появились представления о выветривании и термин «выветривание». В дальнейшем А. Е. Ферсман предложил термин «гипергенез», который широко вошел в употребление и в настоящее время применяется почти всеми геологами независимо от их специализации вместо термина «выветривание» или наряду с ним для обозначения процессов изменения минералов и горных пород, происходящих на поверхности Земли и в приповерхностной зоне земной коры при участии воды, воздуха и организмов.

Однако сравнительно недавно А. И. Перельман, рассматривая гипергенные процессы, стал именовать их эпигенетическими. Причем он так расширил круг именуемых этим названием явлений, что рассматривает в качестве «эпигенетических» даже некоторые изменения, происходящие в морских илах.

Нам кажется, что в данном случае проявился в значительной мере формальный подход к делу. Действительно, и мы говорили об этом выше, гипергенез по отношению к моменту образования породы является процессом вторичным, более поздним, «эпигенетическим». Но, если подходить с этих формальных позиций, то и метаморфизм следует относить к «эпигенезу». Однако никто до сих пор как будто не предлагал переименовать метаморфизм в эпигенез (пусть даже «самый сильный», «глубинный» и т. п.). Нет оснований и гипергенные процессы именовать эпигенетическими.

Таковы лишь немногие из широкого круга вопросов литологической терминологии и номенклатуры, которые нуждаются в обсуждении и решении.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. Новое в минералогии часовьярской и губинской глин.— Бюл. гос. научно-исслед. керамич. ин-та, 1932, № 1.
- Бергер М. Г. О соотношении структурных и кристалломорфологических особенностей каолинита осадочных образований.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 5.
- Браун Б. Е., Бейли С. В. Политипия хлоритов. I. Регулярные и полубеспорядочные однослойные структуры.— В сб.: Физика минералов, М., «Мир», 1964.
- Бриндли Г. В. Каолиновые, серпентиновые и родственные им минералы.— В сб.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов, М., «Мир», 1965.
- Вассоевич Н. Б., Хомизури П. И., Бондарук Г. П. Об упорядочении литологической и петрографической терминологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 6.
- Викуллова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов.— Сов. геология, 1965, № 5.
- Викуллова М. Ф., Шитов В. А. Новые данные по исследованию глинистых пород с помощью реплик.— В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных пород, М., «Наука», 1966.
- Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., «Наука», 1964.

- Исаченко А. В. Термин-описание или термин-название? — В сб.: Славянска лингвистична терминология, София, 1962.
- Казанский Ю. П., Соколова М. Ф. Каолинитовые минералы в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Среднего Приобья. — Геология и геофизика, 1961, № 11.
- Коссовская А. Г. Типизация и генетическое значение смешаннослойных минералов глин. — В сб. Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Кулеско Г. И. К минералогии третичных огнеупорных глин Украины. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 4.
- Марков К. К. Ленточные глины и связанные с ними проблемы по исследованиям последних лет. — Изв. Гос. русск. геогр. об-ва, 1927, т. 59, в. 1.
- Прохоров И. Г. К минералогии часовъярских огнеупорных глин. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 1.
- Супрычев В. А. Схема районирования современных осадков Сиваша по терригенным компонентам. — Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 6.
- Шутов В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А. Генетическая интерпретация полиморфизма минералов каолиновой группы в осадочных породах. — В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных пород, М., «Наука», 1966.
- Lucas J. La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du trias. Univ. Strasbourg, 1962.

Ленинградский государственный университет
Филиал Коммунарского
горно-металлургического института
Кадиевка

Дата поступления
3.III.1971 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4 : 546.65

О ПОВЫШЕННОЙ ИТТРИЕНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Д. А. МИНЕЕВ

Принято считать, что геохимические свойства иттрия и так называемых «иттриевых» лантаноидов (Gd — Lu), особенно близких ему по величине ионного радиуса — Dy и Ho, тождественны. Их геохимия обычно¹ рассматривается совместно (Haskin et al., 1966; Hergmann, 1970, и др.), так же как совместно вводятся они обычно в знаменатель наиболее распространенного в геохимической литературе (Балашов и др., 1964; Hergmann, 1970, и др.) показателя степени фракционирования РЗЭ:

$$\Sigma TR_{Ce} / \Sigma TR_Y = \frac{\Sigma (La - Eu)}{\Sigma (Gd - Lu, Y)}.$$

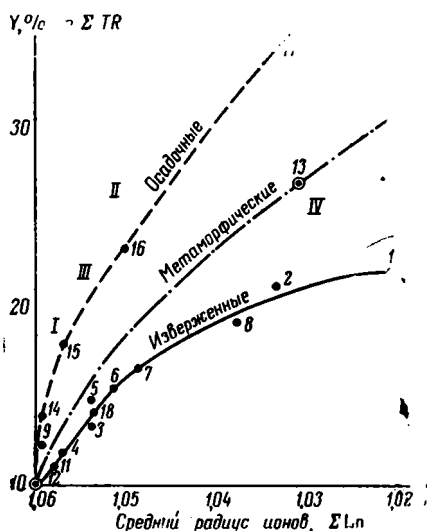
Действительно, в подавляющем большинстве геохимических процессов абсолютное и относительное накопление иттрия сопровождается синхронным накоплением иттриевых лантаноидов и наоборот. Однако специальных исследований корреляционных связей иттрия и иттриевых лантаноидов в различных процессах не предпринималось, отчего сложилось представление об их полной геохимической когерентности. Между тем особое положение иттрия в периодической системе элементов, отличие ряда его физических и химических свойств (низкий атомный вес, высокая растворимость ряда солей и комплексных соединений и др.) приводят к тому, что в зависимости от условий химических и геохимических процессов иттрий меняет свои привязанности в ряду лантаноидов, наиболее тесно сближаясь с разными его представителями. В разных геохимических условиях мы встречаем ряд от полностью недифференцированных природных смесей РЗЭ (хондритовые метеориты) до смесей РЗЭ, носящих следы столь существенного фракционирования, что становится возможным самостоятельное геохимическое проявление каждого РЗЭ (в том числе и иттрия) в отдельности, вплоть до отделения. Практическое значение поисков условий существенной относительной концентрации иттрия очевидно.

В общем виде зависимость между относительным содержанием иттрия в ΣTR и составом лантаноидов горных пород может быть исследо-

¹ Исключение составляют обзорные работы Е. И. Семенова (1964) и автора (Минеев, 1970).

вана с помощью псевдобинарной концентрированной диаграммы (фигура), где по одной из осей откладывается относительное содержание иттрия, а по другой — состав лантаноидов.

В соответствии с «изотопной» моделью природной смеси лантаноидов, разрабатываемой автором, в качестве интегральной характеристики состава лантаноидов принят средний ионный радиус каждой конкретной смеси лантаноидов, вычисленный по правилу барицентрического сложения (Минеев, 1969).



Зависимость между относительным содержанием иттрия и составом лантаноидов в осадочных, метаморфических и изверженных горных породах и в рудах связанных с ними редкоземельных месторождений (I — IV)

Точки и их номера соответствуют средним составам РЗЭ основных типов горных пород (табл. 1), римские цифры — средним составом РЗЭ в рудах редкоземельных месторождений (табл. 2)

Для наиболее общего рассмотрения воспользуемся средними составами РЗЭ основных типов пород земной коры, вычисленными Е. Алексеевым (Alexiev, 1969) на основе весьма обширного литературного и собственного аналитического материала (табл. 1). Данные по иттрию включают результаты специального систематического исследования, выполненного М. Флейшером (1965).

Графический анализ цифрового материала позволяет констатировать общую обратную корреляционную зависимость между относительным содержанием иттрия и величиной среднего ионного радиуса (цериевостью) ΣL_n . Вместе с тем обращает на себя внимание приуроченность определенных фигуративных точек к разным вариационным линиям: на разные кривые ложатся точки средних составов изверженных (1—11), метаморфических (12—13), осадочных пород и вод океана (14—17).

Разность хода кривых определенно указывает на почти вдвое (в среднем) более интенсивное относительное накопление иттрия в осадочных породах по сравнению с интрузивными при сходных составах лантаноидов. Положение точки состава РЗЭ океанской воды в вершине кривой состава РЗЭ осадочных пород (точка 17), по-видимому, свидетельствует о генетической связи более интенсивного накопления иттрия с его повышенным содержанием (растворимостью) в водах океана. Действительно, наиболее высокой иттриевоcтью отличаются известняки (точка 16), отвечающие наиболее морским фациям литогенеза.

Положение метаморфических пород на промежуточной кривой свидетельствует о конвергенции составов РЗЭ осадочных и интрузивных пород при метаморфизме. Диапазон вариаций состава лантаноидов в осадочных породах невелик и близок к кларку земной коры (точка 18).

Из заключения о повышенной в среднем иттриеносности осадочных пород вытекает важное практическое следствие: продукты хемогенно-

Таблица 1

Среднее содержание РЗЭ в основных типах горных пород (Alexiev, 1969), г/т

№ п. п.	Породы	a; б	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	ΣTR	Сред- ний ра- диус ионов, Σ Ln, Å
1	Дуниты, перидо- титы, пирок- сениты	28; 20	2,1	4,3	0,7	3,1	1,0	0,2	0,9	0,4	0,8	0,2	0,5	0,03	1,5	0,03	4,5	20,3	1,021
2	Габбро, габбро- иды, нориты	59; 35	10,7	23,3	3,4	15,1	4,1	1,4	4,4	1,0	3,7	1,2	2,0	0,4	2,6	0,30	19,5	93,1	1,034
3	Гранодиориты, диориты, мон- цониты	45; 119	36,5	75,5	9,7	41,5	6,3	1,5	7,6	1,2	5,7	1,8	2,2	0,8	5,1	0,4	32,2	228,0	1,054
4	Граниты	116; 120	60,5	123,2	14,4	52,2	8,2	1,8	9,7	2,0	5,8	2,7	3,6	1,0	5,3	1,5	38,4	330,3	1,058
5	Сиениты	12	112,5	225,4	30,3	124,3	25,4	2,8	21,3	1,9	19,6	7,6	8,9	0,6	4,9	0,5	99,5	685,5	1,054
6	Нефелиновые сиениты	144	282,0	547,6	64,8	252,0	54,0	12,6	47,5	12,0	47,9	13,1	25,3	5,0	23,8	6,0	255,0	1649,6	1,052
7	Базальты	47; 245	23,0	58,3	9,0	32,4	7,3	2,2	7,9	1,2	5,1	2,6	3,2	0,5	3,0	0,6	34,0	195,3	1,049
8	Диабазы, доле- риты	21; 67	20,2	44,7	8,0	26,0	6,3	1,1	7,1	1,3	6,9	2,6	3,5	0,9	5,0	0,8	31,5	165,8	1,033
9	Андезиты, лати- ты	11; 189	36,0	62,5	7,2	34,3	5,3	1,1	5,7	0,9	4,4	1,5	1,7	0,7	2,8	0,5	23,4	188,0	1,058
10	Трахиандезиты, трахиты	7	95,0	?	18,1	?	12,1	3,1	10,8	1,9	5,9	2,0	4,4	1,0	4,3	?	42,0	—	—
11	Риолиты, даци- ты	10; 338	71,0	153,5	14,9	69,8	13,3	2,0	16,1	1,5	12,5	3,8	4,3	0,8	3,9	0,5	46,5	414,4	1,058
12	Гнейсы, сланцы	25	40,0	77,2	9,2	40,2	7,0	0,8	7,5	0,9	4,3	1,8	2,3	0,6	1,7	0,5	21,3	215,3	1,060
13	Амфиболиты, эк- логиты	10	5,2	21,1	3,7	13,1	3,14	0,6	4,03	0,4	2,5	0,8	1,2	0,5	3,3	0,4	21,9	81,9	1,031
14	Глины	71	42,0	85,0	11,0	38,5	8,2	1,6	7,2	0,96	5,2	1,6	3,4	0,6	3,1	0,6	33,5	242,5	1,059
15	Песчаники	28	28,7	55,2	7,8	26,5	6,0	0,9	5,5	1,1	5,1	0,7	1,4	0,3	2,5	0,2	31,4	173,3	1,057
16	Известняки	23	8,8	15,2	2,3	8,7	1,8	0,5	1,8	0,4	1,5	0,4	1,2	0,2	1,2	0,1	13,5	57,6	1,050
17	Воды океана*	23	23	10	5	12,6	3,4	0,9	5,5	—	5,8	1,8	4,7	1,0	4,0	0,9	42,2	120,8	1,032
18	Литосфера**		34,8	70,7	9,4	36,5	6,9	1,6	6,6	1,2	4,9	2,1	2,8	0,6	3,1	0,6	30,1	211,9	1,054
19	Земная кора	680; 1133	33,2	67,4	9,0	34,8	6,6	1,5	6,3	1,1	4,7	2,0	2,7	0,6	3,0	0,6	28,7	202,2	1,054

Примечание. а—число полных расфировок; б—количество частных определений Yb и Y; * содержание элементов в водах океана дано в л. 10⁻⁵ г/т; ** по А. П. Виноградову, 1962.

Средняя характеристика состава РЗЭ в рудах редкоземельных месторождений разного генезиса

№ п.п.	Тип месторождения	Процентное соотношение лантаноидов														Средний радиус ионов, Å	Содержание Y, % от ΣTR
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu		
I	Фосфориты, Флорида, США	34,1	15,4	4,1	23,6	3,5	1,0	4,8	1,0	2,7	1,0	2,5	0,7	2,4	0,3	1,058	18,6
II	То же, юг СССР	23,0	27,0	5,3	20,4	5,0	0,6	6,3	0,6	4,3	0,8	2,7	0,3	1,6	0,2	1,051	27,4
III	Ископаемый костный детрит	19,5	35,0	7,0	18,9	5,5	0,2	4,3	0,4	3,9	0,6	2,8	0,3	1,2	0,4	1,055	21,3
IV	Месторождение иттриевых фторкарбонатов и фосфатов РЗЭ	13,2	36,3	4,6	12,3	5,5	0,4	3,9	1,7	9,1	1,7	7,0	0,1	4,5	0,1	1,030	26,7

Примечание. $\Sigma TR = \Sigma Ln + Y$.

осадочной и диагенетической концентрации РЗЭ (в первую очередь руды экзогенных фосфатных месторождений) также должны характеризоваться повышенным относительным содержанием иттрия.

Для проверки этого предположения рассмотрим составы РЗЭ в рудах Флориды и трех отечественных редкоземельных месторождений (табл. 2), два из которых заведомо осадочного генезиса — кембрийские фосфориты юга СССР, детально исследованные В. Н. Холодовым (1966) и казахстанский ископаемый костный детрит (Коченов, Зиновьев, 1960), а третье — среднеазиатское гидротермальное, связанное с гранитоидами и расположенное в метаморфических породах (Минеев, 1968).

Фигуративные точки составов РЗЭ этих месторождений на фигуре отчетливо тяготеют к разным кривым, подтверждая справедливость вывода из выявленной статистической геохимической закономерности.

На ту же «осадочную» кривую попадает и состав флоридских галечных фосфоритов, по З. Альтшулеру и др. (Altschuler et al., 1967).

Степень самостоятельной концентрации РЗЭ в осадочных фосфатных рудах (особенно фосфоритах) обычно преувеличивается. Неизменность среднего (кларкового для осадочных пород) соотношения $Ca/TR \geq \geq 100$ при сохранении кларковой для осадочных пород относительной иттриености (% Y в ΣTR) свидетельствует о простой сокристаллизации РЗЭ с фосфатным кальцием при сохранении в целом кларковых пропорций Ca — РЗЭ и даже некоторой потери последних.

Выявленные закономерности носят статистический характер и, безусловно, не исключают возможных отклонений в конкретных геохимических условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю. А., Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Туранская Н. В. Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе. — Геохимия, 1964, № 10.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Коченов А. В., Зиновьев В. В. Распределение редкоземельных элементов в фосфатных остатках рыб из майкопских отложений. — Геохимия, 1960, № 8.
- Минеев Д. А. Спектр лантаноидов в рудах редкоземельных месторождений различных генетических типов. — Геол. рудн. месторожд., 1968, № 6.

- Минеев Д. А. Лантаноиды в минералах. М., «Недра», 1969.
- Минеев Д. А. Иттрий (основные сведения о сырьевой базе и распространенности в метеоритах, горных породах, природных водах и минералах).— Редкие элементы, сырье и экономика, 1970, 4.
- Семенов Е. И. Иттрий.— В сб.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. I, Геохимия редких элементов. М., «Наука», 1964.
- Флейшер М. Содержание иттрия и иттербия в изверженных породах.— В сб.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.
- Холодов В. Н. Редкие элементы в месторождениях фосфоритов.— В сб.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. т. III, Генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1966.
- Alexiev E. Rare — earths in the earth's crust — average content and distribution in various types of rocks.— Comp. rend. de l'Acad. bulgare Sci, 1969, t. 22.
- Altshuler Z., Berman S., Cuttita F. Rare earth in phosphorites geochemistry and potential recovery.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1967, No. 5756.
- Haskin L. A., Frey F. A., Schmitt R. A., Smith R. H. Meteoritic, solar and terrestrial rare earth distributions. Physics and Chemistry of the Earth, v. 7, Oxford — New York, Pergamon Press, 1966.
- Herrmann A. G. Yttrium and Lanthanides. Handbook of Geochemistry, v. II/2, Berlin — Heidelberg — New York, 1970.

ИМГРЭ
Москва

Дата поступления
4.VI.1971

УДК 552.55

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КРОВЛИ И ПОДОШВЫ В ПЛАСТАХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СИЛИЦИТОВ

А. Д. ПЕТРОВСКИЙ

В литературе почти отсутствует описание признаков верхней и нижней поверхностей в пластах кремнистых пород. Со времени выхода монографии Р. Широка (1950), где наряду с другими осадочными породами упоминаются и силициты, этот вопрос не обсуждался.

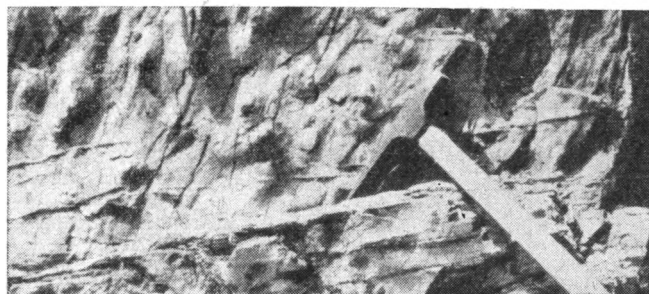
Во время исследований ниже- и среднепалеозойских отложений Южного Урала, Центрального Казахстана и Средней Азии, содержащих кремнистые пласты, мы детально изучали поверхности и внутреннюю текстуру этих пластов для выявления надежных признаков их кровли и подошвы. При этом мы имели возможность проверить применимость признаков, отмеченных Р. Широком, для изучения древних силицитов. Оказалось, что трещинки синерезиса на верхних поверхностях напластования не сохраняются в кремнистых породах Pz. Другие признаки в той или иной мере могут использоваться для решения поставленных вопросов.

Почти все макро- и микроскопические особенности верхней и нижней поверхностей кремнистых слоев, которые будут здесь рассмотрены, не являются абсолютно надежными; часты исключения. Это необходимо иметь в виду и не ограничиваться единичными наблюдениями.

Макроскопические признаки. 1. Один из наиболее легкодоступных способов определения кровли и подошвы кремнистого пласта — изучение формы содержащихся в нем конкреций, которые могут располагаться на поверхности пласта или внутри него. Р. Шрок, ссылаясь на У. Твенгофела, отмечает, что обычно сингенетические конкреции лежат на той поверхности, на которой они образовались. Как правило, большинство конкреций эллипсоидальной формы и более плоски с нижней стороны. Кроме того, некоторые из вмещающих конкрецию слоев обрываются впритык к ней, а вышележащие слои круто поднимаются вверх.

Следует подчеркнуть, что некоторые конкреции обращены выпуклой частью к нижней поверхности пласта. Для решения поставленной зада-

чи это не столь важно, поскольку основная масса конкреций действительно обращена к кровле пласта более выпуклой стороной. Исключения играют роль лишь в том смысле, что при определении положения пласта по содержащимся в нем конкрециям нельзя ограничиваться двумя — тремя наблюдениями. Наша практика в этом отношении показала, что для вполне определенных выводов надо просмотреть не менее 10 конкреций. Мы наблюдали их в разрезах кремнистых толщ Pz_1 и Pz_2 на Южном Урале и в Средней Азии.



Лепешковидные конкреции на поверхности глинисто-кремнистого сланца шаланской свиты (C_1) в обнажении на левом борту долины р. Араван против кишлака Данге (Средняя Азия)

Количественный подсчет конкреций, обращенных выпуклой стороной к кровле пласта, показал, что они составляют обычно 70—80% всех просмотренных конкреций. Некоторые из конкреций, обращенные выпуклой стороной к подошве пласта, подстилались не плотными кремнистыми слойками, а более пластичными тонко- и мелкоплитчатыми кремнисто-глинистыми осадками. В таких разрезах конкреций, выпуклых в сторону подошвы пласта, больше (25—30%); в других, например в урочище Ходжи-Гаир (предгорья Алая), где сюетские отложения (S) представлены чистыми кремнистыми разностями силицитов, «аномальных» конкреций не более 10%.

Часто кремнистые конкреции располагаются не внутри пласта, а на его поверхности. Такие конкреции, как правило, меньше, но многочисленнее. В подобных случаях обычно наблюдается очень кучное расположение конкреций. При этом нижняя поверхность вышележащего пласта будет очень похожа на кровлю с конкрециями, так как является его зеркальным отражением (слепком). Подобную картину мы наблюдали на левом борту долины р. Араван между массивами Тайлибельташ и Ялгиз-Арча в отложениях шаланской свиты (C_1). Здесь на поверхности глинисто-кремнистых сланцев присутствуют многочисленные лепешковидные конкреции, слепки с которых на нижней поверхности вышележащего пласта по форме выпуклостей совершенно неотличимы от оригинала (фигура). В данном случае «выручали» несколько различные окраски поверхности пласта и конкреций, поверхность-слепок была окрашена монотонно.

2. На Южном Урале, в районе Блявинского медноколчеданного месторождения, на поверхности кремнистых пластов херсонковской свиты (S) часты крупные караваеобразные тела (до 30 см в диаметре), представляющие собой, по-видимому, незавершенные крупные конкреции. Эти образования, значительно более редкие, чем обычные конкреции, всегда были обращены к кровле пласта выпуклой стороной.

3. В кремнистых породах пенсильванского яруса в Канзасе на желваках кремней имеются дополнительные выступы, которые растут от желвака к кровле пласта (Шрок, 1950). V-образные трещины, пронизывающие эти кремнистые стяжения со стороны налегающего пласта, наблюдал И. Трефетен, согласно которому, они могут быть результатом дегидратации и сокращения или же трещинами растяжения, возникшими при оседании и легкой деформации под нагрузкой. В обоих случаях они, ве-

роятно, развиваются до того, как кремнь достиг твердости, присущей ему при полной дегидратации и кристаллизации.

4. Среди слоистых кремнистых пород, особенно в микро- и тонкослоистых их разностях, часто можно наблюдать овальные вздутия отдельных серий микрослоек. Эти вздутия обусловлены, по-видимому, неравномерным распределением давления на поверхность осадка или боковым давлением. При этом слои изгибаются в сторону меньшего давления, т. е. в подавляющем большинстве случаев в направлении кровли пласта. Изгибы серий микрослоек удобно наблюдать выше тонких горизонтально слоистых серий.

5. Кремнистые породы редко образуют толщи «чистых» кремнистых накоплений. Обычно к ним приурочены прослои и пачки кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. В силурийских отложениях эти разновидности часто битуминозны и содержат обильные остатки граптолитов. Граптолитовые сланцы, по нашим представлениям (Петровский, 1966), могут быть очень мелководными образованиями. На Южном Урале в лудловских отложениях, в районе поселков Херсонка и Идельбаево, на поверхности битуминозных кремнисто-глинистых сланцев были встречены знаки ряби и трещины усыхания. Присутствие таких текстур на поверхности слоя однозначно определяет его кровлю. Однако и в этом случае следует быть внимательным и не путать знаки ряби с их отпечатками. В случае ряби течений это можно сделать, лишь установив относительную крупность материала на вершинках и во впадинках ряби. В последних концентрируется несколько более грубый материал. Однако в полевых условиях такие наблюдения не всегда возможно сделать, поэтому этот признак можно отнести к микропризнакам и изучать в поперечных к ряби шлифах под микроскопом или в бинокулярной лупе.

Легче обстоит дело, когда на поверхности кремнистой породы сохраняется текстура волновой ряби, вершинки которой заметно остроугольны. В этом случае отпечаток с такой поверхности будет иметь широкие выпуклости и узкие бороздки между ними.

6. Иногда фестончатость (*scalloping*), которая встречается в сланцах, претерпевших некоторый метаморфизм, напоминает знаки ряби. Подобно последним фестоны обращены вогнутой стороной к кровле пластов (Шрок, 1950). И. Грюнер считает, что фестончатость находится в некоторой связи с дифференцированным расширением или сокращением соприкасающихся слоев до их полного затвердения.

7. Признак, речь о котором пойдет ниже, возможно, имеет значительно большее распространение в кремнистых и главным образом кремнисто-глинистых осадках, чем об этом принято думать. Он назван у Р. Шрока «структурой бугорков с ямками» (Шрок, 1950, стр. 154—155). Такая структура образуется при выделении из осадка пузырьков газа, что часто можно наблюдать в застойных водоемах. Эти пузырьки, выделяющиеся из рыхлого осадка, при достижении его поверхности взрываются, образуя небольшой бугорок с ямкой (микрократер). В том случае, когда пузырек газа не достигает поверхности осадка, а остается внутри слоя, он может приподнимать вышележащие слои, образуя небольшой полый бугорок, имеющий плоскую границу снизу и чуть выпуклую сверху. В дальнейшем при уплотнении осадка такие бугорки могут сохраниться.

Подобные структуры нередко сохраняются в ископаемом состоянии даже в осадках Pz. Мы встречали их в битуминозных кремнисто-глинистых сланцах сакмарской свиты на окраине г. Кувандыка (Южный Урал) и в подобных же сланцах сюгетской свиты на р. Араван (Средняя Азия). Бугорки 0,2—0,3 см в диаметре и высотой 0,15—0,20 см располагались на поверхности сланца. На вершине бугорков почти всегда наблюдалось очень мелкое (доли миллиметра) углубление, отпечаток (слепок) с которого имел характерный соскообразный выступ.

Очень интересные описания подобных структур провела Н. П. Малахова (1967) для бугулыгирских яшм Южного Урала (D_2). Отмеченные ею бугорки располагались на поверхности яшмового пласта и внутри него.

Микроскопические признаки. Эти признаки устанавливаются при изучении пород под микроскопом или бинокулярной лупой и могут служить дополнительными критериями, иногда весьма точными, для определения положения подошвы и кровли пласта.

Для изучения микроскопических признаков необходимы отбор в поле ориентированных образцов и изготовление ориентированных шлифов.

Давно подмечено, что в образцах кремнистых пород, где присутствуют радиолярии, часто наблюдается послойное распределение их скелетов. Слойки, лишенные остатков радиоляриевых скелетов, чередуются со слоями, содержащими массовые их скопления. Проведенные нами наблюдения позволили установить, что в распределении радиолярий внутри слоев часто существует определенная закономерность, которая может быть использована при определении кровли и подошвы пласта.

В нижней части слойка, обогащенного остатками скелетов радиолярий, наблюдается основная их масса. Кверху слойка количество скелетов быстро уменьшается. В массе радиоляриевых скелетов нередко можно наблюдать некоторую сортировку по величине — крупные формы обогащают самый низ осадков.

В образцах смешанных пород подобные закономерности можно наблюдать в поведении глинистого и алевроитового материала.

ЛИТЕРАТУРА

- М а л а х о в а Н. П. Проблематические отпечатки из бугулыгирских яшм Южного Урала. — В кн.: Пермские отложения восточного склона Урала, 1967.
П е т р о в с к и й А. Д. Условия образования граптолитовых сланцев на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 4.
Ш р о к Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
23.XII.1969

УДК 552.122(477.62)

КЛАСТИЧЕСКИЕ ДАЙКИ ДОНБАССА И ОТЛИЧИЕ ИХ ОТ КЛАСТИЧЕСКИХ ИНЪЕКЦИЙ ДРУГИХ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Н. А. БАЛЫНСКИЙ

В центральной части Донбасса часто встречаются породные замещения угольных пластов, имеющие в плане форму ручьев с ответвлениями. Ширина их обычно 0,5—1 м, изредка 1,5—2 м. Сходные породные образования в угольных пластах отмечены на многих месторождениях. В частности, на Интинском месторождении Г. А. Дмитриев (1957) описал породные замещения пластов, которые он назвал кластическими жилами и дайками. Образование их автор относит ко времени, когда вмещающие породы находились в нелигифицированном состоянии, а пласт — на торфяно-угольной стадии. Кластические жилы и дайки Интинского месторождения имеют связь с песчаниками кровли и образовались в то время, когда в пласте появились трещины, в которые под давлением внедрялся песок-плывун. Дайки и жилы Интинского место-

рождения встречаются, как правило, в областях эпигенетических размывов пластов, являются вторичными образованиями по отношению к размывам и генетически связаны с ними. Впрочем, зачастую отмечается образование кластических даек и жил вне зон размывов. В таких случаях они образуются по трещинам, секущим непосредственную кровлю и пласт.

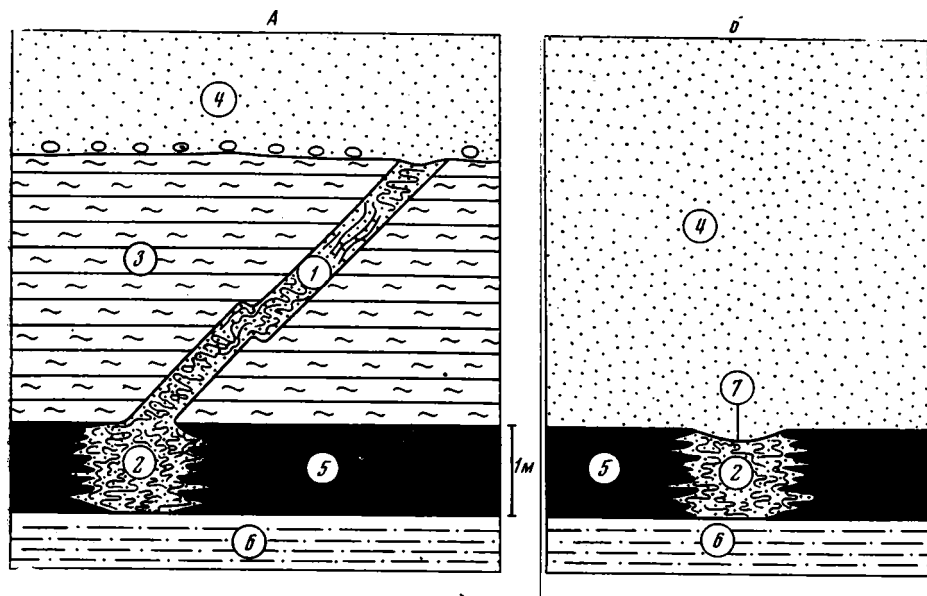
Возникает вопрос, где находятся дайки: в зоне размыва или нет? В обоих случаях исходным материалом, выполняющим трещины, являются песчаные осадки, которые в зонах размывов слагают непосредственную кровлю, а вне этих зон — основную. Изредка встречаются дайки, которые образовались вследствие внедрения плывунов из почвы пласта. Обязательное условие для образования даек, по Г. А. Дмитриеву, — наличие мощной толщи рыхлых пород, перекрывающих песчаные осадки, которые являются материнскими для даек, и наличие высокого давления, которое возникает вследствие большой мощности наслоений и начала орогенеза. По классификации Р. Г. Гарецкого (1956) кластические дайки, описанные Г. А. Дмитриевым, следует отнести к глубинным инъекционным образованиям.

Породные замещения угольных пластов в «Руководстве по изучению геологического строения...» (1967) названы кластическими инъекциями. При описании их (автор А. С. Забродин) дана ссылка только на статью Г. А. Дмитриева, откуда можно заключить, что кластические дайки всех угольных месторождений, в том числе и Донецкого бассейна, считаются однотипными и аналогичными кластическим дайкам Интинского месторождения, т. е. инъекционными. Характеристика кластических инъекций, которая приводится в «Руководстве», полностью совпадает с описанием Г. А. Дмитриева.

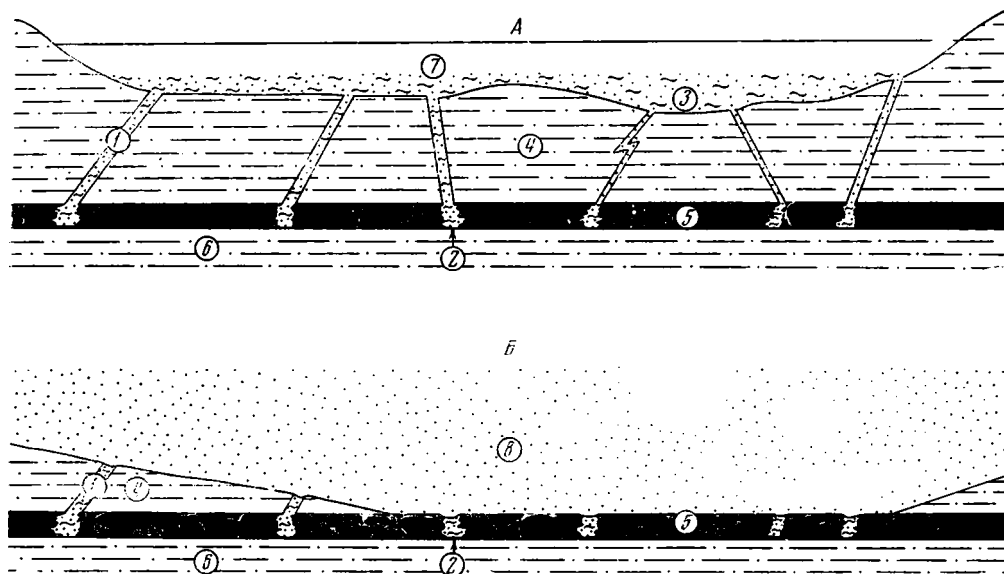
Однако кластические дайки Донбасса вовсе не относятся к инъекционному типу. Что же касается их связи с песчаниками кровли, то во многих случаях, а может быть даже и в большинстве, она парагенетическая.

Для того чтобы разобраться в происхождении кластических даек Донбасса и связанных с ними породных замещениях пластов (фиг. 1), необходимо рассмотреть строение кровли на тех участках, где имеются замещения и дайки, а также строение самих даек. Более подробно о строении даек будет сказано ниже, здесь же следует упомянуть, что, хотя замещения и дайки представляют единое целое, их нужно для удобства выделить в самостоятельные понятия, так как формы замещения и даек различны.

Породные замещения обычно приурочены к участкам, где аллювиальные песчаники основной кровли после размыва непосредственной кровли ложатся на угольный пласт (фиг. 2, Б). Выходы песчаников могут иметь в плане форму полос, похожих на русла рек с извилистыми очертаниями. Большая часть породных замещений располагается, как правило, в полосе песчаников, остальная часть замещений может быть расположена по периферии, но в этом случае замещения всегда сопровождаются дайками. Непосредственная кровля по периферии полосы песчаников (первичная, сохранившаяся после размыва) представлена обычно глинистыми сланцами или алевролитами, основная — теми же песчаниками. Контакт песчаников с алевролитами обычно неровный, на контактах зачастую отмечаются гальки размытой непосредственной кровли (фиг. 1, А). На некоторых пластах количество галечного материала настолько велико, что часто можно встретить невыдержанные прослои конгломератов мощностью 0,2—0,5 м или конгломератовые линзы, образовавшиеся в неровностях размыва. Как известно, гальки могут образовываться только при разрушении пород, подвергшихся литификации. Следовательно, дайки Донбасса образуются в породах в той или иной степени литифицированных, а не в рыхлых осадках, что имеет место на Интинском месторождении.



Фиг. 1. Кластическая дайка и породное замещение пласта
 А — на участке с сохранившейся непосредственной кровлей; Б — на участке, где непосредственная кровля денудирована. 1 — кластическая дайка; 2 — породное замещение пласта; 3 — глинистый сланец непосредственной кровли; 4 — песчаник основной кровли с гальками на контакте с непосредственной кровлей; 5 — угольный пласт; 6 — алевролит почвы пласта; 7 — контакт породного замещения с песчаником кровли (выемка, образовавшаяся вследствие размыва замещения)



Фиг. 2. Схема образования кластических даек и породных замещений
 А — частичный размыв непосредственной кровли и образование кластических даек по трещинам; Б — полный размыв непосредственной кровли и отложение песчаных осадков. 1 — кластическая дайка; 2 — породное замещение пласта; 3 — песчано-глинистые осадки, являющиеся материнскими для даек; 4 — алевролит непосредственной кровли; 5 — угольный пласт; 6 — алевролит почвы пласта; 7 — живое сечение реки; 8 — аллювиальные песчаные отложения

Размыв непосредственной кровли всегда сопровождается частичным эпигенетичным размывом пласта, который несколько утоняется, но характерно, что при интенсивном размыве кровли пласт утоняется незначительно и далеко не всегда теряет рабочую мощность. Часто утонение настолько мало, что его можно обнаружить только по небольшому уменьшению мощности верхней пачки.

Породные замещения в поперечном сечении имеют неправильную форму и зазубренные контакты (фиг. 1, А, Б). В отличие от замещений Интинского месторождения, которые всегда представлены песчаниками, замещения Донбасса могут быть сложены как песчаными, так и глинистыми или алевроитовыми породами, в них изредка можно встретить обломки боковых пород и даже, хотя и очень редко, единичные гальки. Иногда встречаются замещения, в которых имеется значительное количество углистого материала, в редких случаях встречаются отторженцы пласта размером до 0,4 м с хорошо сохранившейся слоистостью угля.

На участках, где сохранилась первичная непосредственная кровля, породные замещения пласта сопровождаются кластическими дайками, пересекающими кровлю (фиг. 1, А). Дайки редко пересекают породы под прямым углом к слоистости, углы падения даек 40—90°, что свидетельствует об ошибочности мнения тех геологов, которые относят их к размывам, контакты их с боковыми породами относительно параллельны. Нетрудно заметить, что они образовались по трещинам растяжения, так как часто изгибы одного контакта повторяются на другом. Литологический состав даек аналогичен составу породных замещений с той только разницей, что отсутствуют включения угля. Вдоль контактов даек и породных замещений часто наблюдается ложная слоистость, повторяющая очертания контактов, но в большинстве случаев породы имеют своеобразную гофрировку. Изредка в дайках встречаются участки с массивной текстурой.

Очевидно, дайки образовались путем прорыва обводненных песчано-глинистых осадков в трещины эрозионного понижения. Трещины, достигая пласта, разветвлялись на множество беспорядочных мелких трещин, разрушающих угольный массив. Ворвавшийся поток, вымывая обломки угля и вынося их в наиболее пониженные участки эрозионной впадины, образовывал в пласте полости. Процесс выноса продолжался до тех пор, пока в пониженных участках не накапливались осадки в таком количестве, что прекращалось дальнейшее движение потоков по трещинам или не происходила по каким-либо причинам закупорка в них. После этого полости в пласте и трещины в кровле заполнялись осадками, которые в дальнейшем при уплотнении деформировались под собственным весом, образуя упомянутую выше гофрировку и ложную слоистость. Образование полостей можно объяснить тот факт, что ширина породных замещений в большинстве случаев гораздо больше мощности даек. Зачастую дайки мощностью всего 0,3—0,4 м сопровождаются замещениями шириной 1—1,5 м.

Описанный процесс, очевидно, кратковременный, иначе вместо даек образовались бы эпигенетичные размывы овражного типа. Образование замещений, вероятно, происходило в условиях слабонаклонного, порядка 3—5°, залегания пласта, так как при горизонтальном залегании были бы невозможны вынос угля и формирование полостей.

По способу образования породные замещения сходны с эпигенетичными размывами пластов, но все же это не типичные размывы, ибо причина образования их — появление трещин, разрушающих угольный массив, а формирование полостей в пласте происходит еще до полного размыва непосредственной кровли. К тому же породам зон размывов не присуща гофрировка, которая всегда имеет место в кластических дайках, образовавшихся вследствие внедрения в трещины плавуча.

А. С. Забродин («Руководство...», 1967) объясняет образование породных замещений тем, что угольный пласт неоднороден, в нем имеются более слабые и более плотные слои, и плавун, внедряясь в пласт, распределяется по нему, образуя карманы и ответвления в более слабых слоях. Такая теория неприменима к Донбассу, потому что пласты, как и породы, в нашем случае претерпели литификацию, иначе в замещениях не встречались бы крупные обломки угля с сохранившейся слоистостью, а сами пласты не были бы устойчивы к эпигенетичным размывам.

Не всегда дайки сопровождаются замещениями. Маломощные дайки толщиной 5—10 см часто при входе в пласт сразу же выклиниваются. Характерно, что дайки никогда не пересекают почву пласта. Вероятно это объясняется резко отличными физическими свойствами угольного пласта и пород его почвы.

Накопление кластического материала даек не обязательно следует связывать с речными осадками основной кровли. Литологический состав даек соответствует тем осадкам, которые залегали на дне эрозионного понижения в момент образования трещин (фиг. 2, А). Если после образования трещин не происходил дальнейший размыв непосредственной кровли, то литологический состав даек соответствует породам основной кровли, однако чаще всего размыв кровли на этом не прекращается, а идет до полной ее денудации в какой-то узкой полосе, после чего отлагаются песчаные осадки, и уж в этом случае литологический состав породных замещений пласта, оставшихся после даек, отличается от пород кровли (фиг. 2, Б). Контакты песчаников кровли с замещениями всегда имеют отчетливые следы размыва последних, так как после денудации непосредственной кровли происходит частичный размыв замещений, и в образовавшихся выемках отлагается песчаный материал (фиг. 1, Б). Бывают также случаи, когда вследствие размыва замещений по образовавшимся каналам развиваются крупные эпигенетичные размывы пласта.

Первопричину образования даек следует искать в речной деятельности. Все трещины, по которым образовались дайки, приурочены к зонам, где непосредственная кровля наиболее тонкая, а утонение ее можно объяснить только речным размывом. На участках утонения кровли создавались благоприятные условия для образования трещин, так как последние, очевидно, связаны с тектоническими напряжениями тангенциального характера (силами растяжения), а влияние тектоники всегда сказывается в первую очередь на ослабленных зонах, каковыми и являются участки утонения. Первоначальная мощность кровли на пластах, где распространены кластические дайки, должна быть большой, так как гальки свидетельствуют о проявлении литогенеза, а он мог произойти только после значительного накопления осадочной толщи.

Породам даек свойственна очень хорошо выраженная отдельность, причем между частями пород всегда наблюдаются следы скольжения — отполированные поверхности, штриховка. Такие следы проявляются особенно интенсивно в зонах пликтивных нарушений, но встречаются и при совершенно спокойном залегании пласта. Наличие следов скольжения свидетельствует о том, что тектонические движения, которые постоянно имели место при формировании Донбасса, оставляли свои следы в наиболее ослабленных зонах. Такими зонами всегда были кластические дайки, так как в них вследствие гофрировки нет той сплошности пород, которая имеется в кровле или почве. Следует отметить, что и контакты даек с боковыми породами имеют следы скольжения.

Итак, после всего сказанного можно для сравнения сопоставить, кластические дайки Донбасса с кластическими инъекциями других месторождений, чтобы увидеть их различие (см. таблицу).

В заключение следует остановиться на практической стороне вопроса, касающегося кластических даек. Замещения служат большой помехой при ведении очистных работ, так как переход их во многих случаях

Кластические дайки Донбасса	Кластические инъекции, по ВНИМИ
Тип—поверхностные непутичские Образуются в связи с резким утонением непосредственной кровли вследствие ее размыва Образуются в слабо литифицированных породах Песчаники непосредственной кровли не являются материнскими для замещений, а являются более поздними отложениями по отношению к замещениям Углистый материал в породных замещениях присутствует в небольшом количестве, но встречаются крупные обломки угля с сохранившейся слоистостью В дайках наряду с песчаными встречаются также песчано-глинистые и алевроитовые осадки Следы скольжения бывают всегда	Тип—глубинные инъекционные Образуются в связи с увеличением давления в толще осадков вследствие увеличения мощности наслоений и начала орогенеза Образуются в нелитифицированных породах Песчаники непосредственной, реже основной, кровли являются материнскими для инъекций Углистый материал присутствует в ничтожном количестве, крупные обломки угля отсутствуют Состав пород даек только песчаный Следы скольжения не характерны

связан с применением буро-взрывных работ, не говоря уже о том, что наличие породных включений в пластах всегда резко снижает качество добываемого угля. Они также могут быть предвестником смены пород непосредственной кровли, потому что дайки образуются на участках размыва непосредственной кровли. Наконец, наличие породных замещений должно заострять внимание геологов в отношении безопасности работ, так как в зонах интенсивного развития даек бывают частые вывалы кровли, ввиду того что дайки имеют слабые контакты с боковыми породами.

ЛИТЕРАТУРА

- Гарецкий Р. Г. Кластические дайки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.
- Дмитриев Г. А. Кластические жилы и дайки в угольных пластах и вмещающих породах Интинского месторождения.— Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 5.
- Руководство по изучению геологического строения шахтных полей при подземной разработке угольных месторождений, раздел А, гл. 2, § 3. Л., ВНИМИ, 1967.

Макеевское управление шахтной геологии
разведочного и технического бурения

Дата поступления
3.IV.1970

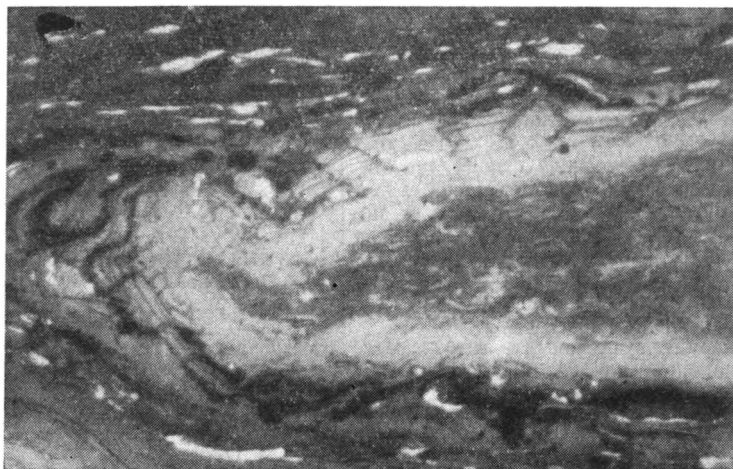
УДК 552.57(477.62)

О НАХОДКАХ ПРОБКОВЫХ ТКАНЕЙ В УГЛЯХ СРЕДНЕГО КАРБОНА ДОНБАССА

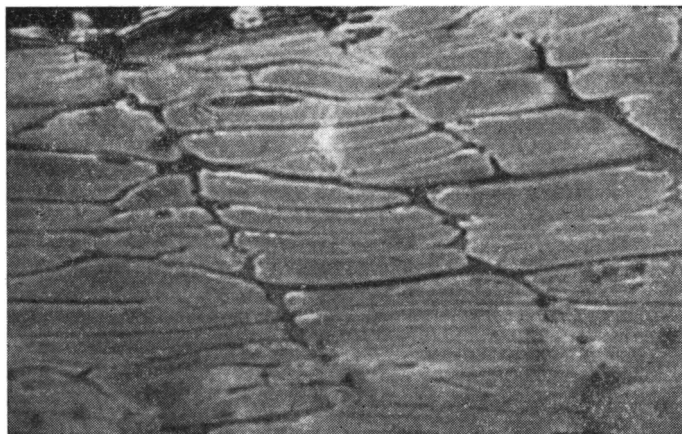
А. М. ЛАПТЕВА

При микроскопических исследованиях газовых углей северной окраины Донецкого бассейна были обнаружены своеобразные углефицированные ткани, ранее неизвестные в углях карбона и не описанные в литературе. По строению и расположению клеток они очень напоминают пробковые ткани современных и вымерших растений.

Встречены описываемые ткани в осевых органах, которые могут рассматриваться как тонкие стебли сфенофиллов. Срезы их различно ориентированы, преобладают продольные. С наибольшей достоверностью ус-



Фиг. 1. Поперечный срез стебля
Пробковая ткань расположена по внешнему краю светлой зоны,
свита S_2^3 , пласт h_{11} , николь один, $\times 200$



Фиг. 2. Деталь строения пробковой ткани
Николь один, $\times 600$

тановлена поперечная ориентировка срезов по находке пробковой ткани в виде сплошного кольца, расположенного вокруг центральной части тонкого стебля (фиг. 1). На поперечном срезе стебелек имеет вытянутую овальную форму, обусловленную уплотнением вещества угля в процессе углефикации. Размеры его по длинной оси до 1,82, по короткой — 0,28 мм. Толщина пробковой ткани 0,07 мм. Клетки ее расположены радиальными рядами. В участках с сохранившейся структурой пробки можно насчитать до 10 клеток в каждом радиальном ряду. По направлению к периферии размеры их увеличиваются в тангентальном направлении. Центральная часть стебля представлена сильно деформированными, достаточно толстостенными клетками, которые напоминают клетки вторичной ксилемы стебля рода *Sphenophyllum*. Подобные находки в шлифах встречаются редко.

Наиболее часто присутствуют изолированные фрагменты пробки. По характерному ярусному расположению клеток они, вероятно, представляют собой продольные сечения. Размеры таких фрагментов 0,06—0,1 мм в вертикальном направлении и 1,64—2,72 мм по протяженности. В проходящем свете эти ткани также имеют отчетливо выраженную клеточную структуру (фиг. 2). Цвет клеточного содержимого от желтого до темно-оранжевого. Стенки клеток тонкие и светлые. Форма клеток преимущественно таблитчатая. Размеры клеток по вертикали 0,028—0,035 мм в радиальном направлении—0,006—0,007 мм. В каждом радиальном ряду насчитывается 10—16 клеток. Они имеют характерное ярусное расположение: отдельные группы клеток, обычно по 4, тесно примыкают друг к другу и отделяются от следующих групп клеток более мощным межклеточным пространством. В шлифах встречаются также срезы описываемых тканей, не имеющие правильной ориентировки. Еще чаще наблюдаются фрагменты этих тканей со слабо или совсем не выраженным клеточным строением. Встречаясь в таком виде, они не привлекали внимания исследователей и оставались незамеченными или без морфологической расшифровки; по желтому цвету вещества они могли быть отнесены к группе липоидных компонентов.

Пробковые ткани обнаружены нами в количестве 1—2% в углях пластов h_{11} , i_3 Луганского и Краснодарского районов; в виде единичных включений встречены в пласте k_2 Старобельского и в углях пласта m_3 Алмазно-Марьевского районов Донбасса. Эти остатки распространены более широко в углях среднего карбона Донбасса. Плохая сохранность и отсутствие сравнительного материала для их диагностики препятствовали выявлению этих остатков в углях.

Наш материал сопоставлялся с данными по морфологии и анатомии палеозойских растений угольных почек Донецкого бассейна (Снигиревская, 1959). Эти остатки предварительно коррелируются с перидермой членистостебельных растений и принадлежат роду *Sphenophyllum*.

Присутствие коровых тканей этих растений в углях среднего карбона вполне согласуется с данными Н. С. Снигиревской, установившей по угольным почкам, что: «...представители рода *Sphenophyllum* играли существенную роль в образовании углей Донецкого бассейна и находились в ряду доминирующих форм».

Сведения, приведенные в статье об анатомо-морфологическом строении и систематической принадлежности описываемых тканей, обнаруженных непосредственно в веществе углей, носят предварительный характер и нуждаются в дальнейшей детализации.

ЛИТЕРАТУРА

Снигиревская Н. С.— Палеонтологический журнал, 1959, № 2.

Трест «Ворошиловградгеология»
Ворошиловград

Дата поступления
8.I.1971

СВЯЗЬ БИТУМОПРОЯВЛЕНИЙ С ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ НА МАНГЫШЛАКЕ

Б. С. ЩУРКИН

Восточно-Мангышлакская дислокация является зоной раскрытия антиклинальных структур, в ядрах которых выведен на поверхность складчатый фундамент пермского и триасового возраста (каратауский комплекс пород). В прошлом это зона наибольшего прогибания и накопления осадков в пермское и триасовое время (до 10 000 м). Породы существенно дислоцированы, метаморфизованы и рассланцованы. Здесь отчетливо можно проследить и изучить взаимосвязь глубинных разломов и минерализации в фундаменте и в отложениях платформенного чехла.

Как известно, понятие «гидротермальные растворы» обозначает сильно нагретые водные растворы. Поднимаясь по разломам через осадочную толщу, они могут нести элементы магмотогенного и метаморфогенного генезиса с наложением гипергенных процессов. Поэтому однозначное решение вопроса происхождения гидротермальных месторождений может быть ошибочным: видимо, определяющим фактором будет источник поступления основных химических элементов при образовании месторождений.

При изучении минеральных образований по нарушениям в местах выхода пермо-триасового фундамента и в осадках чехла на структурах Жанааулия, Тонаша, Тынымбай, Беялень, Карашек установлено, что основными путями миграции нефти в вышележащие горизонты были региональные глубинные разломы. Они же являются и путями поступления гидротермальных растворов. Об этом свидетельствует нахождение битума в целестине и кальците, окрашивание битумом кальцита, запах бензина при ударе молотком по кальцитовым образованиям (Жанааулия, Карашек, Беялень, Тынымбай). Температуры образования целестина по специальным определениям достигают 200°С.

Связывать минеральные образования с какой-нибудь одной из толщ нет оснований, так как зоны минерализации представлены зонами дробления пород и прослеживаются по разломам в пермо-триасовых, юрских и меловых отложениях. Особенно хорошо это видно на примере Жанааульской локальной структуры — связующего звена линии антиклинальных складок, в которое также входят Тонашийская, Тынымбайская, Кунабайская, Беяленьская и другие локальные поднятия. Связь между ними обусловлена Тонашийским глубинным разломом северо-западного простирания на протяжении более 100 км с очень значительной амплитудой нарушения.

Кроме Тонашийского глубинного разлома сводовую часть Жанааульской структуры осложняет оперяющий разлом протяженностью до 3—4 км. Здесь на поверхность выходят и контактируют по нарушению песчано-глинистые отложения пермо-триаса и средней юры, часто с песчаниками, алевролитами и глинами нижнего мела. Пермо-триасовые осадки метаморфизованы и окварцованы, чего не наблюдается в отложениях юры и мела.

При прослеживании оперяющего разлома зафиксирован тектонический контакт юрских отложений с плиоцен-антропогеновыми. Последние имеют довольно крутые углы падения (20—30°). Возраст поздних тектонических подвижек по нарушению и выполняющей ее минерализации можно отнести к плиоцен-антропогену.

Зона минерализации оперяющего разлома совпадает с зоной дробления пермо-триасовых, юрских и реже меловых пород. Ее протяженность 700—800 м, ширина центральной части до 90—100 м. Она сложена об-

ломками различных размеров, состава и возраста. Вся эта масса неравномерно сцементирована целестином, барито-целестином, кальцитом и другими минералами. Встречаются вторичные минералы: гематит, гипс, ангидрит. Содержание целестина в породе в виде цемента достигает 40—50% к объему породы. Наибольшая концентрация целестина наблюдается в жилах, секущих зону минерализации с севера на юг. Видимая протяженность жил 3—4 м. Наибольшая их мощность до 50—60 см. Кристаллы целестина различной формы (толсто-таблитчатые, радиально-лучистые, волокнисто-шестоватые), размером до 2—3 см. Цвет кристаллов голубоватый, прозрачный до блекло-серого.

По отношению к целестиновой минерализации кальцитовые жилы занимают больше центральную часть зоны и имеют такие же характер залегания, формы и размеры тел. Кристаллы кальцита столбчатые, вытянутые, с пирамидальными концами, высотой до 3—5 см и часто со следами миграции битумов окрашены в желтые и коричневато-желтые тона. При ударе молотком порода издает запах керосина. При прослеживании минерализации в более молодых по возрасту отложениях наблюдается постепенное ее затухание.

В районе Тонашйского, Беясенского, Карашинского поднятий можно четко проследить, что кварцевая и сульфидная минерализации приурочены только к пермо-триасовым отложениям. На Тонашйской локальной структуре кварцевые жилы, секущие пермо-триасовые осадки, не переходят в перекрывающие их породы юрского возраста. Юрские же отложения содержат много кварцевой гальки. На структурах Беясен и Карашек в зоне тектонических нарушений кварцевую и сульфидную минерализации пермо-триасовых отложений секут жилы целестина и кальцита. С последними связаны и битумопоявления.

Очевидно, гидротермальная минерализация выполняет жилы различного размера и цементирует обломки пород в зоне дробления шириной до 100 м и протяженностью более 300 м.

В изученном нами районе можно выделить два резко выраженных этапа минерализации: доюрский и плиоцен-антропогеновый. С первым этапом связано образование сульфидов железа, меди и кварцевых жил. Методом гомогенизации определены температуры образования кварцевых жил — 130—100° С (таблица), сульфидов железа и меди — немного

Температуры гомогенизации газово-жидких включений в прозрачных минералах гидротермальных жил среди пермо-триасовых отложений Мангышлака

Место взятия образца (структура)	Минерал	Тип включений	Количество исследуемых объектов	Температурный интервал, °С	Битумопоявления в минералах
Карашек	Целестин	Двухфазовые газово-жидкие	11	200—152	Три разновидности битумов по граням и трещинам кристаллов
Беясен	То же	То же	9	180—80	Битум по граням и трещинам кристаллов
То же	Кальцит	Однофазовые	10	<100	Битум окрашивает минерал в коричневый цвет
» »	Кварц	Двухфазовые газово-жидкие	4	80—75	
Тоноша	То же	То же	10	130—100	
Жанааулия	Целестин	» »	12	200—100	Битум по граням и трещинам кристаллов
То же	Кальцит	Однофазовые жидкие	23	<100	Битум окрашивает минерал в коричневый цвет и распределяется по трещинам

выше. Кварцевая и сульфидная минерализация характерна только для пермо-триасовых отложений и выполняет трещины определенного направления.

Малахит, гематит, сера, гипс и низкотемпературный кварц — вторичные минералы.

Для второго этапа характерны жилы целестина, барита, кальцита и битумопроявления в них. В районе структуры Жанааулия по одноименному разлому жилы гидротермального целестина прослеживаются из пермо-триасовых отложений в юрские и меловые осадки. Вместе с ними прослеживается и битумопроявление. Первыми в жилах выпадали целестин и барит в интервале температур 200—80°С (преобладают температуры 200—160°С), вторым — битум (по плоскостям спайности и трещинам в кристаллах) — 120—50°С и третьим кальцит — ниже 100°С. Последний окрашен битумом в коричневый и желтый цвета, а также содержит битум по трещинам.

Учитывая, что средний геотермический градиент для района Мангышлака равен 3°С на 100 м, мы можем предполагать, что гидротермальный раствор, обогащенный стронцием, вместе с углеводородами и другими элементами поступал с глубин не менее 6500 м.

Спектральный анализ целестина, кальцита и минерализованной породы показал повышенные количества Ва (>0,1%), Cu (>>0,1%), Mn (>0,1%), Ti (до 0,46%), Pb (0,02%).

Люминесцентно-микроскопическим анализом в целестинах установлены три разновидности битума: 1) нелюминесцирующий битум типа керита, 2) вещество с довольно ярким свечением, соответствующее маслянисто-смолистому битуму, 3) легкий маслянистый битум с голубым свечением.

Гидротермальная минерализация, двигаясь с глубины по разлому, может достичь среды с сульфатной обстановкой. В этом случае гидротермальные растворы смешиваются с водами вышележащих горизонтов, обогащая их минерализацию химическими элементами и углеводородами. Происходит накопление углеводородов, что подтверждается наличием стронциевых аномалий в подземных водах у нефтяных и газовых залежей (приконтурные воды) месторождений Средней Азии и других районов СССР.

ВНИГРИ
Ленинград

Дата поступления
1.III.1971

МЕТОДИКА

УДК 552.12 : 552.14 : 552.55 (571.66+571.64)

О МЕТОДАХ ИЗУЧЕНИЯ КАТАГЕНЕТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ МИОЦЕНА КАМЧАТКИ И САХАЛИНА)

В. И. ГРЕЧИН

В строении мощных вулканогенно-осадочных толщ миоцена Камчатки и Сахалина существенную роль играют кремнистые породы. На примере миоценовых отложений Западной Камчатки автором было показано, что кремнистые породы имеют единую первично-органогенно-кремнистую природу, а по форме нахождения SiO_2 среди наиболее высококремнистых разностей можно выделить три основных типа (Гречин, 1971).

Первый тип представлен диатомитами и туфодиатомитами, развитыми в верхних частях разреза. Свободный кремнезем в них находится в виде опаловых панцирей диатомовых водорослей, лишь частично перекристаллизованных, а также присутствует в пелитовой массе, состоящей из агрегата тончайших чешуек глинистых минералов, фрагментов вулканического стекла и частично раскристаллизованного опала.

Второй тип кремнистых пород представлен опоками, приуроченными к средним частям разреза. Состоят опоки из однородной кремнистой скрытокристаллической (иногда имеющей глобулярное строение) или слабо раскристаллизованной массы, содержащей незначительную примесь глинистых минералов и мельчайших фрагментов цеолитизированного вулканического стекла. Основной формой SiO_2 в них является кристобалит.

Третий тип кремнистых пород — перекристаллизованные опоки, тяготеющие к низам разреза, также состоят из скрытокристаллического или очень тонко раскристаллизованного кремнистого вещества, но в отличие от опок преимущественно в форме кварца. Высококремнистые породы связаны постепенными переходами и переслаиваются с породами смешанного состава. В них кремнистое вещество также играет значительную роль, являясь основным компонентом связующей массы, количество которой достигает более 50%. Формы кремнезема в смешанных породах те же, что и в связанных с ними высококремнистых разностях с одного и того же стратиграфического уровня. Аналоги выделенным типам пород имеются и в других районах Камчатки и на Сахалине.

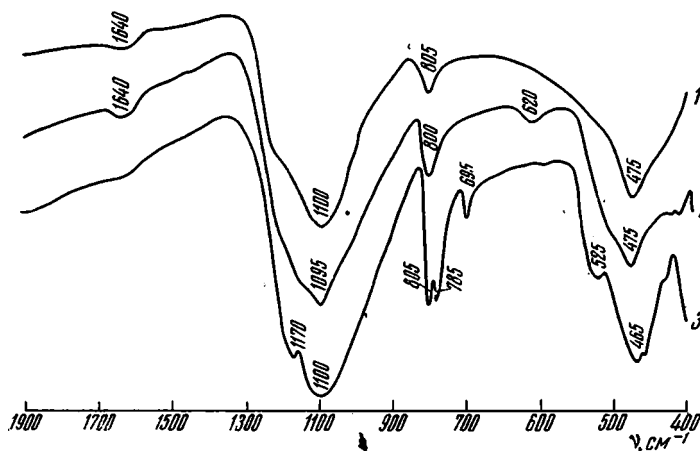
Представляется возможным и интересным проследить ход и интенсивность постседиментационных преобразований первично-органогенного кремнезема, приводящих к образованию различных типов пород в мощных непрерывных разрезах. Было изучено несколько подобных разрезов в естественных обнажениях, в частности стратотипический для Западной Камчатки разрез Точилинской антиклинали, разрез о. Карагинского и Пильский разрез п-ова Шмидта на Сахалине. Общие закономерности преобразования кремнезема сохраняются во всех разрезах, но наиболее благоприятные возможности их изучения имеются в Точилинском разрезе, характеризующемся почти непрерывным распространением сильно обогащенных свободным кремнеземом пород.

Микроскопическим исследованием пород из послыжно описанных разрезов устанавливается постепенное исчезновение органогенной структуры при переходе от диатомитов к опокам сверху вниз в каждом разрезе. При изучении преобразования минеральной формы кремнезема использовались методы ИК-спектроскопии, рентгеноструктурный анализ и химический, включающий полный силикатный, и определение форм кремнезема методом растворимости.

На фиг. 1 приведены наиболее характерные ИК-спектры¹, полученные для выделенных типов пород на инфракрасном спектрофотометре UR-20 в диапазоне 1800—400 см^{-1} . Как известно, для модификаций SiO_2 характерны полосы поглощения в области 1250—1100, 830—750 и 530—460 см^{-1} . У каждой кристаллической формы кремнезема наблюдаются свои специфические полосы: для α -кварца — 1167, дублет 804—785, 695 и 526 см^{-1} ; для α -кристобалита — 1200 и 625; для тридимита — 568 см^{-1} ; халцедоны

¹ Всего проанализировано около 50 образцов разных типов пород.

характеризуются присутствием тридимитовой и кварцевой полос (Савченко, Флоринская, 1956; Плюснина и др., 1970). И. И. Плюснина с соавторами выделяет три группы опалов: 1) опалы со спектром α -кварца и добавлением полосы молекулярной воды (1640 см^{-1}), 2) опалы со спектром α -кристобалита и полосой молекулярной воды, 3) стекловидные опалы. Для последних характерны: более широкая основная полоса спектров, иногда полоса 960 см^{-1} , максимальная для модификаций SiO_2 полоса 1640 , ослабление пика 785 .



Фиг. 1. ИК-спектры кремнистых пород
1 — диатомит; 2 — опока; 3 — перекристаллизованная опока

Как видно из приводимых на фигуре спектров, отчетливо обособляются породы третьего типа, характеризующиеся типичными для кварца полосами поглощения. Для пород второго типа характерен спектр кристобалита. Спектры пород первого типа наиболее близки к спектрам «стекловидных опалов». Однако в некоторых случаях (при отсутствии полосы 625 см^{-1}) спектры пород второго и первого типов очень похожи и незначительно отличаются только формой и относительной величиной пика 785 см^{-1} , поэтому достоверно отличить их друг от друга не всегда возможно². Точность метода не позволяет выявить все присутствующие в породе модификации SiO_2 . На спектрах обычно отражается только одна преобладающая модификация, характерные полосы других модификаций, присутствие которых устанавливается, например, рентгеноструктурным анализом, либо неотчетливы, либо отсутствуют вовсе. Но все же с некоторыми оговорками метод применим для определения принадлежности породы к тому или иному типу (особенно для идентификации пород третьего типа).

Более надежным методом определения присутствующих в породе модификаций SiO_2 и оценки их относительной роли является рентгеноструктурный анализ. На фиг. 2 приведены рентгенографические кривые для тех же образцов, что и ИК-спектрограммы на фиг. 1. Присутствие опала определяется по наличию большого аморфного фона, кристобалита — по базальному рефлексу $4,04\text{ \AA}$ и некоторым другим, кварца — $3,34$; $4,24\text{ \AA}$ и др. В породах первого типа помимо, видимо, преобладающего рентгеноаморфного кремнистого вещества отчетливы, но имеют слабую интенсивность рефлексы кристобалита и кварца. В породах второго типа кроме преобладающего кристобалита (интенсивные рефлексы) присутствует кварц, а рентгеноаморфное вещество, по-видимому, отсутствует (или его очень мало)³. В переходных разностях к породам третьего типа интенсивность кварцевых рефлексов иногда равна или даже несколько больше кристобалитовых. На рентгенограммах пород третьего типа рефлексы кристобалита отсутствуют или выражены очень слабо, кварцевые рефлексы имеют большую интенсивность, рентгеноаморфный фон отсутствует. Рентгенограммы подтверждают данные ИК-спектроскопии о преобладании кварцевой формы SiO_2 . Таким образом, рентгеноструктурное изучение позволяет проследить направление катагенетических преобразований кремнезема от менее к более устойчивым его формам. Правда, на рентгенограммах не всегда надежно можно оценить роль рентгеноаморфного вещества, не отличающегося по своим рентгеноструктурным свойствам от кварца халцедоны, присутствие которых в породах возможно.

Оба использованных метода (рентгеноструктурный анализ и ИК-спектроскопия) дают возможность так или иначе оценить относительную роль модификаций SiO_2 и ее изменение в процессе катагенетических преобразований. Возможность хотя бы приблизительного определения количества не связанного в алюмосиликатах SiO_2 в породе дает

² Полоса 1640 см^{-1} не может быть руководящей, так как в породах присутствуют цеолиты.

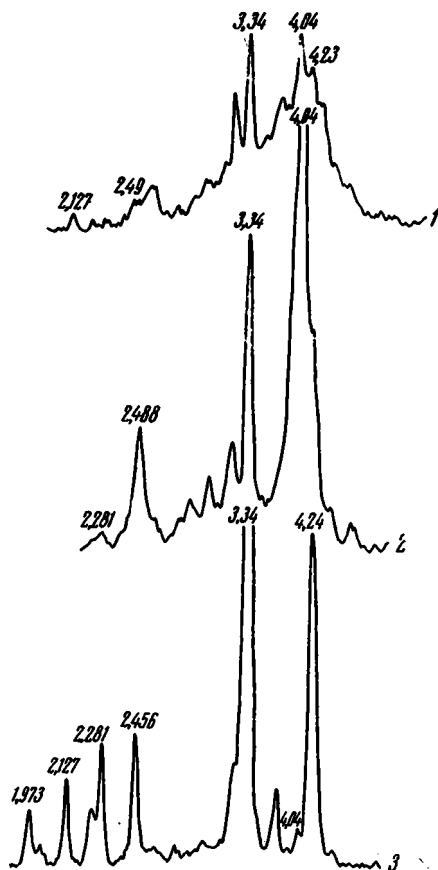
³ Условия съемки одинаковы для всех образцов.

только химический анализ. В наиболее богатых SiO_2 разностях пород, встреченных в Точилинском разрезе, определено, %: 1) в диатомитах — SiO_2 71,98; TiO_2 0,51; Al_2O_3 8,71; Fe_2O_3 1,60; FeO 0,93; MnO 0,04; CaO 1,67; MgO 0,71; Na_2O 1,20; K_2O 1,19; H_2O^+ 5,19; H_2O^- 3,06; P_2O_5 0,06; $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,64; S 0,61; SO_3 1,75; 2) в опоках — SiO_2 82,56; TiO_2 0,30; Al_2O_3 5,38; Fe_2O_3 0,53; FeO 0,54; MnO 0,01; CaO 1,16; MgO 0,22; Na_2O 1,21; K_2O 0,89; H_2O^+ 4,48; H_2O^- 1,94; P_2O_5 0,08; S 0,57; SO_3 0,71; 3) в перекристаллизованных опоках — SiO_2 86,62; TiO_2 0,29; Al_2O_3 4,13; Fe_2O_3 1,44; FeO 1,00; MnO 0,01; CaO 0,95; MgO 0,43; P_2O_5 0,88; CO_2 0,08; $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,60; S 0,56; SO_3 0,33.

Колебания в содержании SiO_2 в каждом типе связаны с относительным количеством разбавляющего первично-органогенный кремнезем материала. Состав его по всему разрезу примерно одинаков. Поэтому, сравнивая целую серию химических анализов⁴ каждого из трех типов кремнистых пород, можно прийти к заключению, что для приблизительного расчета количества SiO_2 , связанного в алюмосиликатах, можно воспользоваться отношением $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 = 1/3$. Количество свободного кремнезема определяется по разнице валового SiO_2 и связанного в алюмосиликатах. Такие расчеты дают для приводимых анализов содержание SiO_2 своб около 45,65 и 75 %.

Для определения форм SiO_2 химическим путем принята методика, основанная на их различной растворимости в щелочах и кислотах (Методы..., 1957). Из одной навески определяется содержание растворимых форм в содовых вытяжках, из другой — нерастворимых форм путем разложения породы фосфорной кислотой и последующей обработки осадка раствором соды. В некоторых работах принято интерпретировать получаемые данные как содержание «аморфного» кремнезема в первом случае и кварца во втором, что неверно.

Методика в применении к изучаемым породам дает ненадежные результаты, по-видимому, потому, что первично-органогенный кремнезем в них находится на разных стадиях перекристаллизации; в одной породе присутствует одновременно несколько его модификаций, а также, возможно, их промежуточные формы. В таблице приведены полученные этим методом данные о содержании нерастворимого SiO_2 в каждом из трех типов пород, а также о содержании растворимого SiO_2 в последовательном ряду содовых вытяжек⁵. В содовый раствор, несомненно (см., например, данные рентгеноструктурного изучения), переходят и опал и кристобалит, поэтому химическим путем эти две модификации неразличимы⁶. Несомненно, что даже 6—8-ю вытяжками определяется не весь растворимый SiO_2 . Возможно, что при дальнейшем повторении обработки содовым раствором в конце концов можно добиться, что кремнезем не будет обнаруживаться в содовых вытяжках. Но даже и в этом случае сумма нерастворимого и растворимого SiO_2 будет всегда меньше количества присутствующего в породе свободного кремнезема, так как остается неопределенным кремнезем, характеризующийся промежуточными свойствами между растворяющимся в соде и приближающимся к идеальному кварцу.

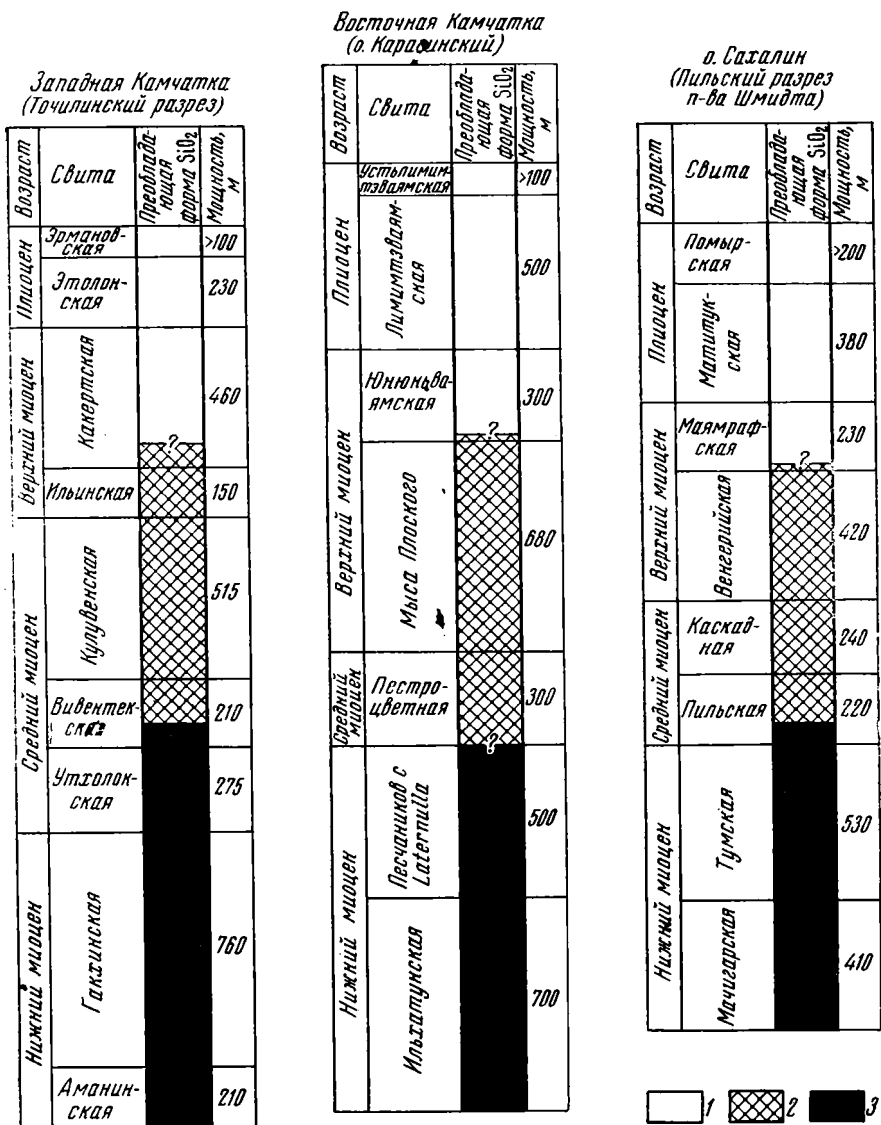


Фиг. 2. Рентгенографические кривые кремнистых пород
1 — диатомит; 2 — опока; 3 — перекристаллизованная опока

⁴ Проанализировано 35 образцов; колебания в содержании SiO_2 составляют, %: в туфодиатомитах — 62—72, в опоках — 72—89, в перекристаллизованных опоках и их аналогах — 72—87.

⁵ Приведены данные для тех же образцов, для которых даны ИК-спектрограммы и рентгенограммы на фиг. 1, 2.

⁶ Халлелон в гораздо большей степени, чем кварц, может растворяться в содовых вытяжках; в содовый раствор, видимо, частично переходят и вулканическое стекло и некоторые алюмосиликатные минералы.



Фиг. 3. Вертикальная зональность распределения форм SiO₂ в неогеновых разрезах. Преобладают: 1 — опал, 2 — кристобалит, 3 — кварц

О существовании таких промежуточных форм, свойства которых отличаются от свойств идеальных минеральных форм, говорят следующие факты. При определении растворимых и нерастворимых форм кремнезема из образцов, взятых из нижней и верхней частей «кварцевой зоны» и имеющих очень близкий химический состав, определяется примерно равное количество растворимого SiO₂, но в то же время в верхней части гораздо меньше нерастворимого SiO₂. К тому же неразлагающийся в фосфорной кислоте осадок имеет показатель преломления, близкий к халедону ($N \approx 1,530$), а в верхней части — даже ниже ($N \approx 1,520—1,525$). Возможно, присутствием структурно несовершенных форм, находящихся на промежуточной стадии перекристаллизации, объясняется то, что на порошковых рентгенограммах рефлексы кварца и кристобалита, отвечающие межплоскостным расстояниям меньшим, чем 3,34 и 4,04 Å соответственно, не всегда точно совпадают с приводимыми в большинстве справочных руководств.

Метод растворимости не дает возможности точно определять присутствующие в породах минеральные модификации кремнезема и их содержание. Количество свободного кремнезема в породе определяется ориентировочно по сумме растворимого (в нескольких содовых вытяжках) и нерастворимого SiO₂, что дает заниженные значения. Только в самых низах разреза из-за исчезновения неустойчивых форм количество нерастворимого SiO₂ близко к содержанию свободного кремнезема. Все же этот метод, давая вполне определенную объективную характеристику свойств содержащегося в породах

Содержание нерастворимых форм SiO_2 в кремнистых породах, в с. %

Порода	SiO ₂ нераств.	Al ₂ O ₃ и Fe ₂ O ₃ , определенные в содовых вытяжках											
		I+II			III+IV			V+VI			VII+VIII		
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	5,17	12,84	1,13	1,01	8,89	Her	Her	5,84	0,13	Her	4,06	Her	Her
2	3,80	30,38	Her	Her	12,12	»	»	8,78	Her	Her	6,34	»	»
3	65,83	3,62	0,17	»	3,42	»	»	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.

1—диатомит; 2—опока; 3—перекристаллизованная опока.

кремнезема, вместе с другими методами позволяет определить общее направление катагенетических преобразований от менее к более устойчивым формам и установить в разрезах уровень, ниже которого исчезают неустойчивые формы SiO_2 .

По общепринятым представлениям, изменение первично-органогенного кремнезема начинается на ранних стадиях существования осадка. Однако наиболее сильные преобразования, видимо, осуществляются позже, преимущественно в катагенезе. В породах первого типа, диатомитах, перекрытых толщей осадков мощностью 350—800 м и несомненно прошедших диагенетическую стадию, заметно лишь частичное растворение панцирей диатомей (основных пороодообразующих организмов); остающийся при этом в породе потерявший органогенную структуру кремнезем имеет слабо выраженное глобулярное строение; начинающееся частичное перерождение его в кристобалит и кварц пока еще несильно выражено. В дальнейшем, с глубиной погружения, органогенная структура почти совсем исчезает, а процесс перекристаллизации приводит к исчезновению опала, а затем и кристобалита и к замене их более устойчивой кварцевой формой. При стечении благоприятных условий органогенная структура все же может сохраниться в отдельных участках породы.

Ни одним из методов не удалось точно установить уровень исчезновения опала. Во-первых, из-за близости многих свойств опала и кристобалита и, во-вторых, из-за невозможности однозначной интерпретации результатов анализов смешанных пород, хотя бы и содержащих повышенное количество свободного кремнезема. Можно лишь предполагать, что этот переход опала в преобладающий кристобалит происходит постепенно. Границу между зонами с преобладающим опалом или кристобалитом в изученных разрезах можно провести лишь условно (фиг. 3). Зато очень отчетливо устанавливается уровень, ниже которого исчезают неустойчивые формы SiO_2 (переход неустойчивых форм в устойчивые осуществляется хотя и постепенно, но все же достаточно быстро и резко). Этот уровень по принятой в настоящее время возрастной датировке стратиграфических подразделений для Камчатки и Сахалина приходится на средний миоцен во всех изученных мощных разрезах не только Западной Камчатки, но и Восточной Камчатки (о. Карагинский) и Сахалина (Пильский разрез на п-ве Шмидта). Подобная стратиграфическая приуроченность катагенетических изменений, видимо, является следствием таких причин, как схожесть структурно-тектонических условий этих регионов, соизмеримость мощностей осадков, близкий уровень теплового потока и т. п.

ЛИТЕРАТУРА

- Г р е ч и н В. И. Кремнистые породы миоцена Западной Камчатки.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Методы изучения осадочных пород, т. II. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- П л ю с н и н а И. И., М а л е е в М. Н., Ё ф и м о в а Г. А. Исследование скрытокристаллических разновидностей кремнезема методом ИК-спектроскопии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 9.
- С а в ч е н к о Н. А., Ф л о р и н с к а я В. А. Спектры отражения и пропускания различных модификаций кремнезема в области длин волн 7—24 м. Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 6.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
5.1.1972

КРИТИКА и ДИСКУССИИ

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА УГЛЯ В МОНОГРАФИИ Л. Ш. ДАВИТАШВИЛИ «ЭВОЛЮЦИЯ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА»

А. В. ЛАПО

Издательство «Наука» выпустило книгу известного палеонтолога Л. Ш. Давиташвили «Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием органического мира» (296 стр., М., 1971). В книге затронут очень широкий круг вопросов. Не ставя своей задачей рецензировать монографию в целом (это вне пределов моей компетенции), считаю необходимым остановиться на освещении автором проблемы генезиса угля и некоторых сопредельных вопросов эволюции биосферы.

Даже при беглом знакомстве с соответствующими разделами книги обращает на себя внимание то обстоятельство, что в них не учтены научные достижения последних трех десятилетий, не используются и даже не упоминаются основные работы по эволюции угленакопления, обобщающие обширный геологический материал (Степанов, 1939; Наливкин, 1942; Жемчужников, 1955; Мокринский, 1960; Горский, 1965).

Собственно углеобразованию посвящена только небольшая по объему (8 стр.) глава XIX «Изменения особенностей угленакопления, зависящие от эволюции органического мира». Приводимые в ней сведения почерпнуты почти исключительно из монографий Ю. А. Жемчужникова (вышедшей в 1935 г.) и Г. Потонье (русский перевод 1934 г.), выдержки из которых автор обильно цитирует. Основной вывод бесспорен: «Генетические типы углей в значительной степени обуславливаются характером растительности¹, который в свою очередь зависит от уровня, достигнутого важнейшими группами флоры в процессе ее филогенеза, — от этапов эволюционного развития» (стр. 246). Однако без ссылки на известные факты это утверждение остается недоказанным. Оно звучало бы значительно убедительнее, если бы упоминаемым в разделе о стеблях и ветвях кайнозойским и мезозойским лигнитам, образовавшимся из стволов ликноксилитического типа (с мощной вторичной древесиной), был противопоставлен своеобразный нижекарбонный уголь стеблевого происхождения, в котором древесинные ткани отсутствуют («бумажные угли», или «рогожка» Подмосковья и штата Индиана в США, сложенные стеблевой кутикулой); если бы было сказано об углеобразующей роли органов спороношения (а не только дисперсных спор) в карбоне (Иносова, 1969); если бы в дополнение к существующим был введен раздел об участии листьев в сложении углей, где упоминалось бы о таких неповторимых в геологической истории образованиях, как листовые угли, состоящие из спрессованных листьев филладодермы (рубеж палеозоя и мезозоя, Приуралье), хвойных (юра, Ткибули-Шаорский бассейн), пахиптериса (юра, Йоркшир, Англия) и «юрское сено» Сибири (образное выражение В. П. Никитина) из листьев гинкго и чекановские; если бы, наконец, сравнение качественных характеристик палеозойских и мезозойских углей не исчерпывалось приведением соответствующей цитаты из книги Ю. А. Жемчужникова, а опиралось на обширные фактические данные, упомянутые в работах А. Б. Травина, И. И. Аммосова, А. А. Ларищева, Е. С. Корженевской, В. В. Калинин, сотрудников ВУХИН и др. Что же касается пыльцевых липтобиолитов, то цитируемое Л. Ш. Давиташвили предположение Ю. А. Жемчужникова об их существовании подтвердилось (Ржаникова, 1956).

Для объяснений эволюции угленакопления в течение геологических периодов автор опирается на два тезиса, принимаемые в значительной степени априори: о прогресси-

¹ Весьма странно, что этот вывод отвергается в очень интересной рецензии на книгу Л. Ш. Давиташвили, написанной С. В. Мейеном (Вестник АН СССР, № 2, стр. 126—129, 1972).

рующей экспансии жизни на незаселенные прежде территории, что совпадает с закономерностью, отмечаемой Ю. А. Жемчужниковым (1965), — миграцией угленакопления от морского побережья в глубь континента, и о возрастании производительности консументов в ходе эволюции. Исходя из этих двух положений, автор делает вывод об определенной предпосылке углеобразования, выражающейся в благоприятном (для сохранения биомассы) сочетании биологической активности продуцентов и консументов. Поскольку же, по мнению автора, автотрофные организмы (продуценты) по уровню своего развития опережают гетеротрофные, наиболее благоприятными для угленакопления являются области, впервые заселяемые растениями.

Приводимые здесь и в упомянутой выше главе XIX рассуждения вполне логичны и несомненно представляют интерес, однако совершенно оригинальными их считать нельзя. Проблема эволюции в геологической истории гетеротрофных микроорганизмов впервые была сформулирована выдающимся советским микробиологом В. О. Таусоном, рассматривавшим этот вопрос именно в связи с генезисом каустобиолитов (Таусон, 1936, 1941, 1946). В. И. Вернадский (1965) писал: «Чрезвычайно характерно, как подчеркнул недавно В. О. Таусон (1936, 1941), что они (каустобиолиты — А. Л.) являются индивидуальностью и неповторяемостью в геологическом времени и представляют собой историческое явление, что выражается в их чрезвычайном химическом разнообразии и просто объясняется тем, что для каждого геологического момента организмы, тела которых они представляют, были неповторяемы, резко химически различны, так же, как различны те микробы, которые вызвали их образование и тела которых входят в их состав... В каустобиолитах мы видим ясное проявление эволюционного процесса» (стр. 269). А вот слова самого В. О. Таусона (1946): «На протяжении геологических эпох, параллельно эволюции животного и растительного мира, мир микробов также эволюционировал. Тех микроорганизмов, которые разлагали остатки каменноугольных растений, давно уже нет; им на смену пришли другие, более совершенные» (стр. 144)². В. О. Таусон наметил возможные направления эволюции сапрофитных микроорганизмов, заключающиеся в общем в усилении их суммарного деструктивного эффекта и расширении диапазона разлагаемых ими органических соединений. И весьма странно, что Л. Ш. Давиташвили, часто упоминая об усилении деструктивной деятельности гетеротрофных организмов (в частности, бактерий) в течение геологической истории (стр. 27, 30—36, 124, 151, 196, 200, 205, 206, 209, 224, 253, 255, 256 и др.), не ссылается при этом на пионерскую работу В. О. Таусона.

Другая мысль, развиваемая в книге Л. Ш. Давиташвили, также впервые была высказана В. О. Таусоном (1941): «Биологическая устойчивость многоядерных, далеких от насыщения углеводов, и их ближайших производных, обусловливаемая относительной молодостью группы бактерий «циклистов», является одним из важнейших условий образования и накопления гумусовых пород. В минувшие геологические эпохи при образовании каменных и бурых углей оно выполнялось, что и сыграло тогда весьма большую роль» (стр. 202).

Сходство тезисов В. О. Таусона и Л. Ш. Давиташвили очевидно, однако в книге последнего читатель не найдет не только ссылок на приводимые высказывания В. О. Таусона, но и даже простого упоминания об этом выдающемся исследователе.

Что же касается основоположника учения о биосфере В. И. Вернадского, то о его трудах упоминается в книге или вскользь (стр. 19), или в негативном плане. Так, специальная глава (III) посвящена вопросу о суммарном количестве органического вещества на Земле, в которой отвергается положение В. И. Вернадского о его постоянстве в геологической истории. Указав, что мнение В. И. Вернадского «заслуживает серьезного разбора» (стр. 43), Л. Ш. Давиташвили этого разбора не делает, а переключается на критику Мейера-Абиха, которого почему-то считает лучшим выразителем взглядов В. И. Вернадского.

Однако позиция В. И. Вернадского значительно глубже и обоснованнее, чем это представлено Л. Ш. Давиташвили. Отстаивая свой тезис, В. И. Вернадский не «повторял его на разные лады», как пишет Л. Ш. Давиташвили (стр. 43), а ссылался (Вернадский, 1965, стр. 155) на значительное распространение биогенного углерода даже в докембрийских образованиях, что, кстати, подтверждается и новейшими исследованиями, специально посвященными этому вопросу (А. В. Сидоренко, С. А. Сидоренко, 1971). Один из своих биогеохимических принципов В. И. Вернадский сформулировал так: «В течение всего геологического времени, с криптозооя, заселение планеты должно было быть максимально возможное для всего живого вещества, которое тогда существовало» (Вернадский, 1965, стр. 286; курсив мой — А. Л.). Что же касается развиваемого Л. Ш. Давиташвили положения об экспансии жизни, то В. И. Вернадский не отвергал его, а рассматривал как примерно равновероятное с альтернативным: «Жизнь проникает всюду, где ее не было, но мы не можем утверждать, что это действительно были всегда свободные от жизни области планеты, никогда в другие геологические времена ею не занятые... Но возможно и допущение, что мы здесь видим и реальное расширение области жизни, причем шла длительная эволюция организмов, приспособляющихся к новым условиям. Мне кажется, иначе трудно уверенно объяснять

² Сравните эту цитату с пунктом 11 Заключения в книге Л. Ш. Давиташвили (стр. 256).

приспособления глубоководных, живущих глубже 6 км, организмов³, но доказанным это считаться не может» (Вернадский, 1965, стр. 284).

В книге Л. Ш. Давиташвили нет упоминания об опубликованной посмертно и цитируемой мной работе В. И. Вернадского.

Есть в работе Л. Ш. Давиташвили фактические ошибки и досадные небрежности: полное отсутствие сведений о тухолите (докембрийском образовании, органогенная природа которого почти бесспорна — Snyman, 1965), неправильное утверждение о преимущественной приуроченности смоляных липтобиолитов к кайнозою, отнесение к «новейшим исследованиям» работ 1953 г. (стр. 92) и даже 1940 г. (стр. 185) и т. д.

В настоящее время ставится вопрос о развитии в геологии нового направления — биогеологии, изучающей геологический аспект жизнедеятельности организмов (А. В. Сидоренко, С. А. Сидоренко, 1971). Круг проблем, затронутых Л. Ш. Давиташвили, весьма актуален. Книга заканчивается словами о том, что цель автора будет достигнута, если ее материалы заинтересуют специалистов и будут использованы для построения программы изучения сформулированных проблем.

Работа Л. Ш. Давиташвили, бесспорно, вызывает интерес. К тому же она хорошо издана и снабжена многочисленными указателями. Но этого, видимо, недостаточно — любая научная монография должна, кроме того, отражать современный уровень знаний по всем рассмотренным вопросам. К сожалению, рецензируемые разделы не удовлетворяют этому требованию.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965.
- Горский И. И. История накопления угленосных отложений на территории СССР.— В сб. «Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР». М., «Наука», 1965, стр. 11—20.
- Жемчужников Ю. А. Развитие угленакопления в геологической истории.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3, стр. 57—82.
- Иносова К. И. Остатки органов спороношения в карбоновых углях Донецкого бассейна и значение их для выяснения генезиса типов углей.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3, стр. 111—118.
- Мокринский В. В. Основные элементы эволюции угленакопления на территории СССР.— В сб.: Доклады на седьмом совещании Междугосударственной постоянной тематической комиссии по проблеме «Закономерности размещения ископаемых углей в земной коре как основа для их прогноза на территории СССР», М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960, стр. 107—134.
- Назливкин Д. В. Об условиях образования нижнекаменноугольных угленосных толщ Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1942, № 1—2, стр. 71—80.
- Ржаницова Л. Н. Петрография углей и спорово-пыльцевой состав третичной континентальной толщи Жиланчинского бассейна.— Тр. ИГН АН Каз. ССР, геол. серия, № 1, 1956, в. 1, стр. 3—141.
- Сидоренко А. В., Сидоренко С. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторых геологические проблемы.— Сов. геология, 1971, № 5, стр. 3—20.
- Степанов П. И. Некоторые закономерности стратиграфического и палеогеографического распределения геологических запасов ископаемых углей на Земном шаре.— Тр. XVII сессии МГК 1937 г., т. 1, ГОНТИ, М., 1939, стр. 279—300.
- Таусон В. О. Об эволюции микроорганизмов в течение геологических эпох.— Архив биологических наук, т. 43, № 2—3, 1936, стр. 267—286.
- Таусон В. О. Изменение направления и биохимизма некоторых процессов в растительной клетке в ходе эволюции.— В кн.: Сборник работ по физиологии растений памяти К. А. Тимирязева, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941, стр. 171—215.
- Таусон В. О. Наследство микробов. М.—Л. Изд-во АН СССР, 1946.
- Snyman C. P. Possible Biogenetic Structures in Witwatersrand Thucholite.— Trans. Geol. Soc. South Africa, 1965, v. 68, pp. 225—235.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
26.X.1971

³ Кстати, экспансия жизни в сторону наибольших глубин — один из основных выводов и у Л. Ш. Давиташвили (пункт 6 Заключение, стр. 254).

ХРОНИКА

IV ВСЕСОЮЗНОЕ УГОЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ «УГЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ И ИХ ГЕНЕЗИС»

П. П. ТАМОФЕЕВ, Л. М. СИБИРКИНА

С 26 по 31 октября 1970 г. в Ворошиловграде состоялось IV Всесоюзное угольное геологическое совещание «Угленосные формации и их генезис», организованное Комиссией по осадочным породам АН СССР, Министерством геологии СССР, Министерством угольной промышленности СССР и Научно-техническим горным обществом. В работе совещания приняло участие свыше 400 человек, представляющих различные геологические организации СССР.

Задача совещания — рассмотрение современного состояния, подведение итогов и разработка программы дальнейших исследований в области строения, состава и генезиса угленосных отложений как геологических тел — формаций. Такая задача впервые ставится перед Всесоюзным угольным совещанием. Широкое и всестороннее обсуждение этих проблем преследовало цель еще больше привлечь внимание геологов-угольщиков различного профиля к решению вопросов генезиса углей и угленосных формаций в целом, а также к внедрению достижений геологической науки в практику народного хозяйства.

На совещании было заслушано 18 докладов, в подготовке которых участвовало свыше 40 авторов — представителей различных научных и производственных организаций. В прениях по докладам выступили более 60 человек.

После совещания состоялась двухдневная геологическая экскурсия по окрестностям Ворошиловграда, Краснодона и Лутугино с целью ознакомления его участников с литолого-фациальными и формационными особенностями строения продуктивной части среднего карбона Донбасса.

Работа совещания была направлена на рассмотрение основных проблем угольной геологии: I) основные закономерности образования угленосных формаций; II) вещественный состав углей и пород и их преобразование на разных стадиях литогенеза.

Совещание открыл председатель Оргкомитета П. П. Тимофеев, который кратко остановился на задачах совещания и призвал всех его участников к активному обсуждению проблем угольной геологии. С приветствиями и пожеланиями к участникам совещания обратились секретарь Ворошиловградского областного комитета КП Украины О. С. Руденко и заместитель министра геологии Украинской ССР М. И. Струев.

I проблема. В докладе П. П. Тимофеева и Г. А. Иванова «Современное состояние учения об угленосных формациях и сущность формационного анализа» было показано, что к настоящему времени в процессе комплексного литолого-фациального изучения и формационного анализа накопился огромный фактический материал, с различной степенью детальности характеризующий угленосные отложения и их положение в различных структурах земной коры. Отличительной чертой современного состояния учения об угленосных формациях является то, что его отправная точка — знание генезиса, который позволяет установить особенности строения и состава угленосных формаций как геологических тел. Подобный подход к изучению осадочных образований, вообще, и угленосных отложений, в частности, не оставляет сомнения в том, что выделение формаций должно быть конечным результатом и целью исследования.

Учение об угленосных формациях охватывает широкий круг вопросов, имеющих большое теоретическое и практическое значение. Одна из главнейших задач в области угольной геологии, имеющая общее значение — детальное изучение генезиса и описание угленосных отложений как геологических тел — формаций с целью познания эволюции углеобразования и выяснения закономерностей размещения угленосных формаций на территории СССР. Это является новым крупным вкладом не только в угольную геологию, но и послужит дальнейшему совершенствованию теоретических основ познания процес-

сов седиментно- и литогенеза, а также созданию единого учения о геологических осадочных формациях.

Г. А. Иванов в докладе «Основные факторы образования угленосных формаций» рассмотрел роль геотектонических и палеогеографических факторов, участвующих в процессе образования угленосных формаций, показал их взаимосвязь, наиболее четко фиксируемую в ритмичности разных порядков. Теоретические исследования проиллюстрированы примерами количественных зависимостей между мощностями ритмов осадконакопления и мощностями заключенных в них пластов угля и песчаников.

В. С. Попов в докладе «Геотектонический режим образования угленосных формаций» рассмотрел неоспоримое значение геотектонического режима как одного из основных факторов образования угленосных формаций. Неодинаковый геотектонический режим — главная причина образования различных типов угленосных формаций и бассейнов, среди которых отчетливо определяются два основных типа: геосинклинальный и платформенный.

«Основные типы ландшафтов угленосных формаций» были рассмотрены в докладе Л. Н. Ботвинкиной, А. В. Македонова, А. В. Гуревича, Т. А. Ишиной, А. А. Любер, Е. А. Слатвинской. Авторы показали, что выявление и изучение ландшафтов — результат литолого-фациального и палеогеографического анализов угленосных отложений и один из важнейших элементов формационного анализа. В докладе рассмотрены особенности ландшафтов, предшествующих угленакоплению и последующих за ним. Кроме сходства углеобразующие ландшафты имеют специфические особенности в зависимости от принадлежности к той или иной ландшафтной области. Отмечается необходимость учета ландшафтных признаков при составлении общей классификации угленосных формаций.

А. В. Македонов, И. Э. Вальц, О. М. Головенко, Т. А. Ишина, Н. И. Луи, Ф. Т. Парцианя и Е. И. Скобеева в докладе «Типы торфонакопления, их пространственная и временная локализация в угленосных формациях» наметили схему типизации современного и четвертичного торфонакопления в «областях потенциального углеобразования». Генетический подход к изучению современного торфонакопления позволил дать сравнительную реконструкцию торфяного этапа различных угленосных формаций на разных этапах общей историко-геологической эволюции.

Следующие доклады касались классификации угленосных и сланцевосных формаций, а также угольных бассейнов, эволюции угленакопления и размещения угленосных формаций на территории СССР.

Г. Ф. Крашенинников в докладе «Основные вопросы классификации угленосных формаций» рассмотрел основные закономерности состава и строения угленосных формаций и их парагенетических связей, а также кратко проанализировал существующие классификации. Автор основное внимание обратил на поиски путей создания более современной генетической классификации, которая решила бы не только теоретические, но и практические задачи поисков новых угленосных площадей.

В докладе В. А. Котлукова и А. И. Гинзбург «Сланцевосные формации СССР» изложены краткие сведения о развитии геологических исследований отечественных горячих сланцев, охарактеризовано органическое вещество горячих сланцев — кероген и сделана попытка дать схему генетической классификации последнего.

Несомненный прогресс в угольной геологии представляют идеи о раздельном рассмотрении процесса образования угленосных формаций и последующем формировании из них угольных бассейнов в различных структурных зонах земной коры.

В докладе «Классификация угольных бассейнов» А. К. Матвеев предложил подразделять бассейны на два класса: а) тектонические и б) атектонические. Несомненно, что эти идеи явятся толчком к дальнейшей разработке вопросов классификации угольных бассейнов.

А. И. Егоров в докладе «Эволюция угленакопления на территории СССР», кратко охарактеризовав особенности каждой из эпох угленакопления от позднедевонской до неогеновой, пришел к выводу, что на территории СССР оно протекало преимущественно в платформенных условиях. В сообщении даны прогнозные соображения о возможности обнаружения новых угольных районов в расчете на то, что геологические запасы пермских, меловых и третичных углей могут быть в дальнейшем сильно увеличены.

Доклад Н. И. Погребнова «Размещение угленосных формаций в структурах земной коры на территории СССР» был посвящен вопросу, имеющему важное значение для понимания связей региональной тектоники с характером угленосных формаций и конкретными структурами угольных месторождений.

II проблема. Доклад Н. В. Логвиненко, В. В. Воронцова, П. В. Зарицкого, Г. В. Карповой и В. И. Копорулина «Современное состояние учения о формировании вещественного состава пород угленосных формаций» содержал анализ различных факторов и характеристики их роли в процессе формирования вещественного состава пород. Особое внимание было обращено на знание детальных фациально-геохимических особенностей осадконакопления; некоторые из них все еще недостаточно учитываются при решении вопросов литогенеза осадочных образований.

Л. И. Боголюбова и В. И. Копорулин в докладе «Взаимосвязь изменения органического и минерального вещества в литогенезе» рассмотрели новый и весьма интересный вопрос о взаимном влиянии растительного органического вещества и минеральных компонентов пород в угленосных формациях на разных стадиях литогенеза: в диагенезе, катагенезе, метагенезе и при метаморфизме. Выявленная взаимосвязь изменений

органического и минерального вещества в литогенезе раскрывает новые аспекты в вопросе минералообразования и углефикации органического вещества.

М. Л. Левенштейн, М. В. Голицын, Э. М. Пах, Н. В. Иванов в докладе «Особенности преобразования органического вещества на поздних стадиях литогенеза» показали, что степень метаморфизма угля очень хорошо определяется по сопоставлению свойств отдельных мацералов (лучше всего витринита) или углей одинакового вещественно-петрографического состава. Была дана сводная характеристика изменения важнейших физических и химических свойств углей как функция относительной глубины залегания, температуры и отчасти (только в буроугольных бассейнах) давления.

Доклад Ф. Я. Сапрыкина, В. Р. Клер, А. Ф. Кулачковой «Геохимические особенности концентрации редких элементов в различных фациальных типах отложений угленосных формаций» был посвящен анализу содержания микроэлементов в углях, торфах, растениях-торфообразователях с разделением на группы по ионному радиусу и выделением ведущих микроэлементов. Авторы особо подчеркнули влияние фациальных условий на геохимические особенности концентрации микроэлементов.

П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова, И. Э. Вальц, А. И. Гинзбург, Н. М. Крылова в докладе «Генезис гумусовых углей и их классификации» показали историю развития идеи о генезисе углей и рассмотрели основные факторы, которые определяют особенности накопления различных типов органического вещества в гумусовых углях. Анализ западно-европейских, американских и советских классификаций углей убеждает авторов в том, что в СССР существуют две взаимосвязанные и дополняющие друг друга научные классификации углей: вещественно-петрографическая (Н. М. Крылова, И. Э. Вальц, А. А. Любер, А. И. Гинзбург) и генетическая (П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова). Они отвечают современному уровню развития наших знаний об угле и угленосных формациях. На этой основе должна быть создана более совершенная промышленная классификация углей.

В докладе Т. А. Кухаренко «Химические аспекты преобразования органического вещества гумитов при литогенезе» обобщены результаты исследования химическим и отчасти спектральными методами торфов, бурых и каменных углей различных стадий, в том числе выветривавшихся. Показано, что ископаемые угли представляют собой единые системы, взаимодействующие со средой; компоненты их связаны между собой различного типа связями, которые ослабляются и разрушаются при действии щелочей, пластичных вод и различных минералов.

В докладе В. В. Гречухина, С. А. Топорца «Закономерности изменения физических свойств пород угленосных формаций» рассматривается влияние первичных (генетических) и вторичных (давления, температуры, подземных вод) факторов на преобразование угленосных пород. Был составлен типовой петрофизический разрез угленосных отложений мощностью 12 000 м, на котором выявлены три области инверсии показателей пористости, плотности и скорости распространения упругих колебаний песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В. Г. Белоконь в докладе «Использование достижений науки в практике геологической разведки угольных месторождений Донбасса» осветил современное состояние знаний о генезисе угленосной формации Донбасса. Отчетливая связь поверхностных структур с глубинными, характер строения генетических зон Донбасса рассматриваются как свидетельство сохранения территориального изменения глубинных процессов на протяжении всего периода формирования Донбасса от девонского до настоящего времени.

На примерах наблюдений за смещением горных выработок, геотермических исследований и газоносности продуктивных толщ показано влияние современных процессов на горно-геологические условия разработки углей глубоких горизонтов Донбасса.

Доклады и их всестороннее обсуждение с несомненностью показали, что детальное комплексное изучение угленосных отложений основных угольных бассейнов СССР позволило достаточно определенно расшифровать генезис пород и углей. Это является необходимым условием дальнейших работ по выяснению закономерностей строения угленосных отложений и углей как формаций, расшифровке причин их образования, установлению факторов минералообразования в процессе седименто- и литогенеза. Решающая роль, несомненно, принадлежит генезису при детальном описании угленосных отложений как геологических тел и выяснении их пространственных и временных соотношений со смежными формациями при разработке вещественно-петрографической, генетической и геолого-промышленной классификации ископаемых углей.

Из анализа становления учения о петрологии углей и рассмотрения современного состояния наших знаний об угле следует, что они стали отвечать своему существу, вступив на новый этап развития. Комплексное исследование угольных пластов и расчлененного органического вещества в непосредственной связи с детальным литолого-фациальным изучением и формационным анализом угленосных образований позволило глубже проникнуть в существо процесса накопления и последующего превращения исходного растительного материала в различных фациально-геохимических условиях и палеогеографических обстановках осадко- и торфонакопления.

В настоящее время большое внимание уделяется выявлению химических свойств отдельных микрокомпонентов и их влиянию на качество слагаемых ими углей. Успешно развиваются работы по фациальному анализу угольных пластов и их типизации. Намечаются возможности унификации вещественно-петрографических классификаций.

Комплексный подход и изучение угленосных формаций позволил разработать принципы и построить генетическую классификацию гумусовых углей. Успешно проводятся в большем объеме разнообразные региональные углепетрографические исследования с целью решения вопросов разведки и освоения угольных месторождений, а также оценки качества углей.

Доклады и их обсуждение также показали, что учение об угленосных формациях, разрабатываемое советскими геологами, все более становится основной теоретической базой угольной геологии СССР и оказывает все большее влияние на другие области знаний геологической науки. Ряд методов и результатов литолого-фациального изучения и формационного анализа угленосных толщ уже получил широкое применение не только при разработке отдельных теоретических положений геологической науки, но и в практике поисково-разведочных работ на уголь.

Совещание приняло развернутое решение, в котором намечены основные направления научных исследований как в области выявления закономерностей образования и изменения угленосных формаций, так и при изучении вещественного состава углей и период и их преобразовании на разных стадиях литогенеза.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
8.II.1972

О РАЗВИТИИ ПРОМЫШЛЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ В СССР ЗА 1971 ГОД

Центральное статистическое управление при СМ СССР опубликовало 23 января 1972 г. в газете «Правда» сообщение «Об итогах выполнения государственного плана развития народного хозяйства СССР в 1971 году». Ниже приведены данные из этого сообщения, относящиеся к промышленности минеральных ресурсов¹.

Промышленность. Производство важнейших видов продукции в целом по стране характеризуется следующими данными:

	Произведено в 1971 г.	1971 г. в % к 1970 г.
Электроэнергия, млрд. <i>квт/час</i>	800	108
Нефть, млн. <i>т</i>	372	107
Газ, млрд. <i>м³</i>	212	107
Уголь, млн. <i>т</i> , в том числе для коксования	641 169	103 103
Чугун, млн. <i>т</i>	89,3	104
Сталь, млн. <i>т</i>	121	104
Железная руда, млн. <i>т</i>	203	104
Минеральные удобрения, млн. <i>т</i> : в условных единицах в пересчете на 100%-ное содержа- ние веществ	61,4 14,7	111 112
Сода кальцинированная, тыс. <i>т</i>	3820	104
Сода каустическая, тыс. <i>т</i>	2028	105
Серная кислота, тыс. <i>т</i>	12 775	106
Цемент, млн. <i>т</i>	100,3	105
Сборный железобетон, млн. <i>м³</i>	90	106
Кирпич строительный, млрд. шт.	44	102
Шифер, млрд. условных плиток	6,2	106
Стекло оконное, млн. <i>м²</i>	237	102
Фарфоро-фаянсовая посуда, млн. шт.	652	111

По сравнению с предшествующим годом произведено больше: электроэнергии на 59 млрд. *квт/час*, нефти на 23 млн. *т*, газа на 14 млрд. *м³*, угля на 17 млн. *т*, чугуна на 3,3 млн. *т*, стали на 4,8 млн. *т*, проката черных металлов на 3,3 млн. *т*, стальных труб на 82 млн. *м*, минеральных удобрений на 6 млн. *т*, цемента на 5,1 млн. *т*. Возросло производство цветных и редких металлов, продуктов нефтехимии, нефтепереработки и многих других видов продукции.

Улучшились технико-экономические показатели работы предприятий. На электростанциях удельный расход топлива снизился на 2%; в черной металлургии использование полезного объема доменных печей повысилось на 0,8%; в цементной промышленности часовая производительность вращающихся печей повысилась на 4% и мельниц на 3%. На угольных шахтах среднесуточная добыча угля из действующего очистного забоя возросла на 7%.

¹ Аналогичное сообщение за 1970 г. опубликовано в нашем журнале № 5, 1971, стр. 145—147.

Производительность труда в промышленности повысилась на 6,3%. Возросли разведанные запасы важнейших полезных ископаемых. Недовыполнены задания по производству каустической соды, серной кислоты, нефтеаппаратуры, деловой древесины и строительного кирпича.

В народное хозяйство внедрено около 3,6 млн. изобретений и рационализаторских предложений, что дает более 3 млрд. руб. экономии в год.

Капитальное строительство. Ввод в действие производственных мощностей за счет строительства новых, расширения и реконструкции действующих предприятий характеризуется следующими данными:

	Мощности, введенные в действие в 1971 г.
Электростанции, млн. кВт	12,3
Уголь, млн. т	17,4
Чугун, млн. т	3,4
Сталь, млн. т	1,9
Железная руда, млн. т	21
Минеральные удобрения (в условных единицах), млн. т	3
Цемент, млн. т	2,8
Газопроводы магистральные и отводы от них, тыс. км	4,8

Ниже отмечены наиболее крупные предприятия и производственные объекты, вступившие в строй в истекшем году.

В электроэнергетике. На крупнейшей в мире Красноярской ГРЭС вошли в строй последние две турбины, с вводом в действие которых она достигла проектной мощности 6 млн. кВт. В Грузии вступили в строй три перепадные станции Ингури ГЭС. На тепловых электростанциях введено 16 энергетических блоков по 300 тыс. кВт каждый, в том числе на Ладыжинской ГРЭС в Винницкой области только за год вошли в строй 5 энергетических блоков общей мощностью 1,5 млн. кВт. Принят в опытно-промышленную эксплуатацию одновальный энергетический блок мощностью 800 тыс. кВт на Славянской ГРЭС в Донецкой области. Вступили в строй Разданская ГРЭС в Армении, новые ТЭЦ в Казани и Киеве и др.

В нефтеперерабатывающей и нефтехимической промышленности. Вступил в строй Балаковский завод резинотехнических изделий, введены новые мощности на Киришском в Ленинградской области и Херсонском нефтеперерабатывающих заводах, Пермском и Омском нефтеперерабатывающих комбинатах, Мингечаурском, Лисичанском и Черкесском заводах резинотехнических изделий, Кременчугском и Волгоградском сажевых заводах и на других предприятиях.

В угольной промышленности. Вошли в строй вторая очередь угольного разреза «Богатырь» (Иртышский № 5—6) в Казахстане, разрез Восточно-Грызловский и в Тульской области, шахты «Светлопольская» в Кировоградской области, Червоноградская № 2 в Львовской области, № 29 Западно-Донбасская в Днепропетровской области, первые очереди шахты «Молодогвардейская» в Ворошиловградской области и шахты № 21-бис в Донецкой области, углеобогательная фабрика «Северная» в Коми АССР, значительно расширены мощности ряда действующих шахт и разрезов.

В черной металлургии. Вошли в строй крупнейшая доменная печь (полезным объемом 3000 м³), коксовые батареи и агломерационная лента на Западно-Сибирском металлургическом заводе, доменная печь, установка по гранулированию шлама и дополнительные мощности по прокату на Карагандинском комбинате, конвертор на Криворожском заводе, мощные электропечи на заводе «Красный Октябрь» в Волгограде, проволочный стан «250» на Челябинском металлургическом заводе. Увеличились мощности по производству железорудных окатышей на Соколовско-Сарбайском в Казахстане и Качканарском в Свердловской области горнообогажительных комбинатах.

В цветной металлургии. Введены новые мощности на Джезказганском горнометаллургическом и Ачинском глиноземных комбинатах, Красноярском, Братском и Иркутском алюминиевых заводах, на Константиновском заводе «Укрцинк», Норильском горнометаллургическом комбинате.

В химической промышленности. Введены новые производства на Гродненском в Белоруссии, Навоийском в Узбекистане, Новомосковском в Тульской области и Ново-Кемеровском химических комбинатах, на Константиновском в Донецкой области, Уваровском в Тамбовской области химических заводах, Ионавском в Литве и Ровенском заводах азотных удобрений, Стерлитамакском содово-цементном комбинате и Крымском заводе пигментной двуокиси титана.

В промышленности строительных материалов. Введены технологические линии на Каменец-Подольском, Горнозаводском в Пермской области и Толкинском в Кемеровской области цементных заводах, на цементном заводе Разданского горнохимического комбината в Армении. Вошел в строй новый цементный завод в Якутской АССР.

Реальные доходы в расчете на душу населения возросли за год на 4,5%.

Общая численность населения СССР на 1 января 1972 г. составила 246,3 млн. чел.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAÏLOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/VI-1972 г.	Т-12325	Подписано к печати 31.VII-1972 г.	Тираж 1355 экз.
Зак. 5063.	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .	Бум. л. 5.	Усл. печ. л. 14,0+2 вкл. Уч.-изд. листов 15,9

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Готовится к печати книга:

Еремеев В. В. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ НИЖНЕКАРБОНОВЫХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО УРАЛА. Труды Геологического института. Вып. 240. 18 л. 2 р.

Монсграфия посвящена изучению нижнекаменноугольных отложений Кизеловского и Егоршинского-Каменского бассейнов Среднего Урала. На основе применения методики литолого-фациального анализа и детального изучения вещественного состава пород получены важные данные о связи процессов минералообразования с характером среды осадконакопления, дано описание процессов седиментогенеза, реконструированы палеогеографические условия той эпохи. Все это позволило последовательно выявить специфику постседиментационных преобразований характеризующих осадков в ходе диагенеза — раннего эпигенеза, глубинного эпигенеза и метагенеза для обоих угленосных бассейнов, выявить черты сходства и различия в их строении.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся решением вопросов литолого-фациального и минералогического анализа угленосных отложений, реконструкции процессов седиментогенеза и эпигенеза.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга-почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга-почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»