

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1965

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Т. Н. ДАВЫДОВА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. В. СИДОРЕНКО,
Л. М. СИБИРКИНА (ответственный секретарь), И. В. ХВОРОВА,
В. С. ЯБЛОКОВ (заместитель главного редактора)

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, T. N. DAVYDOVA, A. G. KOSSOVSJA
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. V. SIDORENKO,
L. M. SIBIRKINA (Secretary), I. V. KHVOROVA,
V. S. YABLOKOV (Assistant Chief Editor)

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

Адрес редакции: Москва, В-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

ЛИТОЛОГИЯ

и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 4, 1965 г.

ИЮЛЬ — АВГУСТ

СОДЕРЖАНИЕ

Г. И. Бушинский, А. Д. Архангельский и развитие литологии в СССР . . .	3
Е. В. Рожкова, Э. Г. Кузнецова, Э. Г. Васильева. Влияние бактериального процесса на образование эпигенетических, сульфидных и других минералов в осадочных толщах . . .	6
Н. М. Страхов. Типы накоплений марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцеворудного процесса . . .	18
В. П. Петелин. Особенности формирования минерального состава песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана . . .	50
В. Ф. Севастьянов, И. И. Волков. Перераспределение железа и марганца при окислительно-восстановительных процессах в донных отложениях кислородной зоны Черного моря . . .	72
Е. Н. Невесский. Некоторые закономерности осадкообразования в прибрежной зоне моря . . .	85
Н. А. Лисицына. Особенности распределения и формы нахождения титана в коре выветривания основных пород . . .	105
М. В. Пастухова. К вопросу о распределении TiO_2 в платформенных бокситах Тургайского прогиба . . .	112
В. И. Марченко. Значение окисного коэффициента для фациального анализа морских отложений . . .	125
А. И. Кривцов. Новые данные о мезозойских бокситах Урала . . .	138
В. И. Грязнов, Л. В. Червонооккая. О минералах фосфора в никопольских марганцевых рудах . . .	153
Н. А. Красильникова, Б. Г. Гуревич, В. З. Блисковский, Ю. Ф. Шмелькова, Г. А. Оболенская. Фосфориты Алтае-Саянской складчатой области . . .	161

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. З. Блисковский. О продолжительности формирования фосфоритонесной коры выветривания на одном из месторождений Восточной Сибири . . .	182
Л. А. Гуляева, Т. П. Жузе, Г. Н. Юшкевич, Т. А. Ковалева. Растворимость в сжатых газах металлорганических соединений нефти и битумов . . .	185
Ю. М. Клейнер. О подводно-оползневых и обвальных текстурах сарматских известняков Мангышлакского побережья Каспийского моря . . .	188

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

П. В. Федоров. К семидесятипятилетию первой глубоководной экспедиции в Черном море . . .	190
--	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 4, 1965
JULY — AUGUST

CONTENTS

G. I. Bushinsky. A. D. Arkhangelsky and the development of lithology in the USSR (To the 25-th anniversary of his death)	3
E. V. Rozhkova, E. G. Kuznetzova, E. G. Vasilieva. Influence of the bacterial process on the formation of sulphide and other minerals in sedimentary rock masses	6
N. M. Strakhov. Types of manganese accumulations in recent water reservoirs and their significance in our knowledge of the manganese mineralization process	18
V. P. Petelin. Specific features in the formation of the mineralogical composition of sandyaleuritic fractions in the bottom sediments of the Pacific Ocean	50
V. F. Sevastianov, I. I. Volkov. Iron and manganese redistribution during oxidation — reduction processes in bottom sediments of the oxygen zone in the Black Sea	72
E. N. Nevessky. Certain regularities of sedimentation in the littoral zone of the sea	85
N. A. Lisitzina. Disturbance peculiarities and forms of occurrence of titanium in the crust of weathering of basic rocks	105
M. V. Pastukhova. To the problem of TiO_2 distribution in platform bauxites of Turgai depression	112
V. I. Marchenko. The importance of oxide coefficient ($Fe^{3+} : Fe^{2+}$) for a facies analysis of marine sediments	125
A. I. Krivtsov. New data on the Mesozoic bauxites of the Urals	138
V. I. Griaznov, L. V. Chervonookaia. On the minerals of phosphorus in Nikopol manganese ores	153
N. A. Krasilnikova, B. G. Gurevich, V. Z. Bliskovskiy, Ju. F. Shmelkova, G. A. Obolenskaia. Phosphorites of Altai-Sayany folded region	161

SHORT NOTES

V. Z. Bliskovskiy. On the length of the formation of a phosphorite-bearing crust of weathering at one of the deposits in Eastern Siberia	182
L. A. Guliaeva, T. P. Zhuze, G. N. Yushkevich, T. A. Kovaleva. Solubility of metal-organic oil and bitumen compounds in compressed gases	185
Yu. M. Kleiner. Submerged-s slump and collapse structures of Sarmatian limestones on the Mangyshlak coast of the Caspian	188

MEMORABLE DATES

P. V. Fedorov. To the 70-th anniversary of the first deep-sea expedition on the Black Sea	190
---	-----

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-11401 Подписано к печати 30/VII—1965 г. Тираж 1250 экз. Зак. 5715
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 16,8+1 вкл. Бум. л. 6 Уч.-изд. л. 17,9

Посвящается памяти академика
АНДРЕЯ ДМИТРИЕВИЧА
АРХАНГЕЛЬСКОГО
(1879 – 1940)



АНДРЕЙ ДМИТРИЕВИЧ АРХАНГЕЛЬСКИЙ

УДК 552.0

А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ И РАЗВИТИЕ ЛИТОЛОГИИ В СССР

Г. И. БУШИНСКИЙ

В этом году исполняется 25 лет со дня смерти выдающегося советского геолога и литолога академика Андрея Дмитриевича Архангельского. Круг его деятельности был очень широк. Он написал свыше 20 монографий и большое количество статей по палеонтологии, стратиграфии, литологии, палеогеографии, геологической съемке, геофизике, тектонике, геологии и полезным ископаемым СССР. Будучи профессором Первого московского университета и Горной академии (1920—1932), а затем директором Геологического института Академии наук СССР (1934—1940), А. Д. Архангельский вырастил большой коллектив геологов.

Современные науки, в том числе и геология, развиваются чрезвычайно быстро, при этом одни направления опережают другие и возникают новые направления. За последние 25 лет коренным образом изменились наши представления о геологии Сибири, Дальнего Востока, Средней Азии и даже, казалось бы, хорошо изученной на то время Русской равнины, неизмеримо возросли и ресурсы полезных ископаемых. Бурное развитие претерпели также различные геологические теории и гипотезы, одни из них отброшены, но возникло много новых. Теперь уже с исторической точки зрения можно рассмотреть, какое влияние оказали работы А. Д. Архангельского на все эти события и как их можно оценить с современных позиций. Заранее следует оговориться, что в этой краткой заметке мы коснемся только некоторых из его работ, главным образом в области литологии.

Работы А. Д. Архангельского по изучению палеоценовой и меловой фауны имеют большое значение для палеонтологии и стратиграфии и в настоящее время, только после 1940 г. они дополнены новыми исследованиями. Обзор геологического строения Европейской России, опубликованный в 1922 и 1926 гг., по точности описания геологических разрезов и по ряду обобщений является непревзойденным для таких крупных территорий. План составления геологической карты Европейской России в масштабе 1 : 1 000 000, предложенный А. Д. Архангельским в 1917 г., осуществлен с его участием в последующие два десятилетия и затем расширен с охватом всей территории СССР. Изучение геологии района Курской магнитной аномалии (КМА), начатое под руководством А. Д. Архангельского с участием И. М. Губкина, превратилось в крупное мероприятие и завершилось открытием очень крупного железорудного района с рудами высокого качества.

Начатое А. П. Карпинским и А. Д. Архангельским изучение истории геологического развития Европейской России на основе составления палеогеографических карт получило после 1940 г. особенно широкое распространение в СССР и было значительно усовершенствовано. Такие карты стали теперь настоятельно необходимыми при прогнозировании полезных ископаемых; они составляют почти во всех геологических

управлениях и экспедициях. Геологи убедились, что только при помощи таких карт можно составить наиболее полное представление о геологической истории данной территории, о ее палеогеографии для каждого отрезка геологического времени и о местах концентрации тех или иных полезных элементов.

В 1938 г. под руководством А. Д. Архангельского начали составляться карты прогноза полезных ископаемых.

Каждое из начатых или разработанных А. Д. Архангельским направлений продолжало расширяться и совершенствоваться.

То же самое можно сказать и в отношении геофизики (интерпретации геофизических данных), тектоники, литологии древних и современных осадков, геохимии малых элементов, изучения фосфоритов, горючих сланцев, происхождения нефти, бокситов, осадочных железных руд и др.

В геологии А. Д. Архангельский был зачинателем многих направлений, которые в дальнейшем оказались весьма перспективными и получили широкое развитие. Уже тогда он очень умело синтезировал данные этих направлений для выяснения историко-геологических вопросов и для поисков осадочных полезных ископаемых. Это ему удавалось благодаря его очень высокой эрудиции, тесной связи с практикой и огромной работоспособности.

Нелишне вспомнить некоторые моменты из биографии А. Д. Архангельского. После окончания гимназии он избрал химию в качестве своей специальности и в 1898 г. поступил на химический факультет Московского университета. Однако в 1899 г. за активное участие в студенческом революционном движении его исключили из числа студентов. После этого он год работал в Ясной Поляне репетитором младшего сына Л. Н. Толстого. Вернувшись в университет в 1901 г., А. Д. Архангельский стал изучать геологию, специализируясь в области стратиграфии и палеонтологии. В то же время первая любовь А. Д. Архангельского к химии не была им забыта. Напротив, она отчетливо проявлялась и далее в его увлеченном изучении вещественного состава осадочных пород для целей литологии или палеогеографии и проходила красной нитью через все его литологические работы.

Одна из ранних и наиболее крупных работ А. Д. Архангельского по литологии — «Верхнемеловые отложения Востока Европейской России» — издана в 1912 г. В ней изложены методы литологических исследований и особенно метод сравнительного литологического исследования, широко применявшийся автором книги. На основе применения этих методов А. Д. Архангельским детально изучен состав и происхождение пясчег мела, фосфоритов, глауконита и кремнистых пород, а также палеогеография, фации и история развития верхнемеловых бассейнов. Этой работой положено начало литологии в России, а А. Д. Архангельский является отцом этой науки у нас.

После кончины А. Д. Архангельского за прошедшие 25 лет получено огромное количество новых фактов, послуживших развитию созданных им научных направлений. Однако некоторые новые факты привели к переоценке ряда его идей. Эта переоценка дается различными авторами по разному. Здесь мы излагаем свою точку зрения.

А. Д. Архангельский придавал большое значение сероводородному заражению вод бассейнов для образования нефти и нефтематеринских свит. Произведенные позднее исследования Н. М. Страхова и других геологов показали, что во многих случаях нефтематеринские свиты отлагались в морях с нормальным кислородным режимом придонных вод.

Фосфоритами Андрей Дмитриевич занимался в течение многих лет, начиная с 1908 г. и не терял к ним интереса до конца своей жизни. Им

установлено, что русские фосфориты отлагались в морских бассейнах нормальной солености, в условиях весьма замедленного осадконакопления и на небольшой глубине, куда достигало волнение. Они залегают среди терригенных или пелагических осадков и приурочены к перерывам в осадочном процессе.

Эти идеи А. Д. Архангельского полностью подтвердились многочисленными новыми данными и являются руководящими при поисках фосфоритов. Но его взгляды о том, что фосфориты в СССР должны встречаться почти исключительно в мезозойских и палеогеновых отложениях Русской платформы, вытекавшие из имевшихся тогда весьма скудных фактов, оказались ошибочными. Новые исследования показали широкое распространение фосфоритов в СССР и за пределами Русской платформы — в Средней Азии и в Сибири, притом главным образом среди отложений палеозоя и в ассоциации не только с глауконитом, но и с доломитом.

Отмечая известный к тому времени факт о редкости фосфоритов в областях геосинклиналей, А. Д. Архангельский указывал, что это явление не имеет удовлетворительного объяснения и что среди геосинклинальных отложений нередко встречаются породы в фациальном отношении как будто и подходящие для образования фосфоритов. Эта его идея о возможности существования в геосинклиналях фосфоритонесных фаций впоследствии подтвердилась находками крупных фосфоритовых месторождений в геосинклинальных областях.

Огромное значение для практики имела разработанная А. Д. Архангельским теория происхождения бокситов. Он установил, что советские бокситы являются не латеритами и не терра-росса, а осадочными породами. Для советских бокситов свойственны следующие закономерности: стратиграфическая приуроченность в пределах определенных районов, связь бокситов с известняками, с корой выветривания, с отложениями влажного теплого или жаркого климата, в том числе и с угленосными. Что касается предполагавшейся А. Д. Архангельским химической формы переноса глинозема из коры выветривания в бокситовые залежи, и притом на большие расстояния, а также морского происхождения геосинклинальных бокситов, то эти идеи встречают теперь серьезные возражения. Действительно, обломочное строение многих бокситов, малая дальность переноса составляющего их материала, залегание ряда бокситовых слоев в геосинклиналях между закарстованной поверхностью континентального выветривания и пресноводными слоями (Венгрия, Югославия) не подтверждают этих идей. Если обратиться к истории открытия бокситовых месторождений в СССР, то все они были открыты либо на основании установленных А. Д. Архангельским закономерностей размещения, либо по данным бокситопроявлений, либо случайно. Гипотеза химического переноса глинозема фактически не оказала в этом деле никакой помощи, ее значение было сильно преувеличено. Но закономерности размещения бокситовых месторождений принесли в свое время большую пользу. В последующие годы они были существенно уточнены советскими геологами и являются руководящими при поисках бокситов и в настоящее время.

Биографы и ученики А. Д. Архангельского отмечают его строгую требовательность к своим работам и высокую самокритичность. Он непрерывно дополнял и изменял ранее высказанные свои положения на основании новых исследований. Развивавшиеся им идеи никогда не представляли собой догмы, а были прежде всего рабочими гипотезами, которые проверялись и уточнялись в процессе исследования. В этом отношении А. Д. Архангельский является блестящим примером глубокого и всестороннего исследователя.

свежего ила, в котором присутствие десульфурющих бактерий устанавливалось по черным пятнам коллоидального сернистого железа. После этого трубку доверху доливали водой, помещали в штатив и периодически наблюдали. Опыты продолжались от 15 до 20 месяцев. Образование сульфидов в некоторых трубках начиналось через 8—9 дней, в других — его можно было заметить только через 3—4 месяца.

Начало процесса отмечалось появлением в илу темных и совершенно черных пятен сульфида. Постепенно разрастаясь, они сливались, и в конце опыта в некоторых трубках весь ил становился черным. В дальнейшем темная окраска появлялась в верхней части песка, со временем она распространялась ниже и доходила до дна трубки. После того, как образование сульфидов и их перемещение заканчивалось, выясняли, появилась ли в песке медь и связано ли ее появление с темными участками. Не останавливаясь на приемах, разработанных для извлечения почерневших участков песка, методах и результатах их анализа на железо и медь, перейдем к основным выводам, сделанным авторами на базе этих экспериментов.

Подтвердилась предложенная А. Д. Архангельским (1938) схема процесса образования меди: «В незараженных сероводородом бассейнах медь захватывается из растворов, попадающих в бассейн, карбонатами осадка, путем обменной реакции в последнем образуются основные углемедные соли. Соли эти могут сохраниться в образующейся из осадка породе без каких-либо изменений, но могут и перейти в сульфиды под влиянием сероводородного брожения... Образующиеся при этом сульфиды способны к перемещению и могут накапливаться в определенных участках породы» (стр. 294).

Заканчивая статью, А. Д. Архангельский обращает внимание на то, что экспериментальные исследования могут играть очень большую роль в познании процессов образования осадков, их диагенеза и происхождения ряда полезных ископаемых, а также высказывает пожелания о постановке этих исследований в дальнейшем в Академии наук.

Интереснейшие наблюдения А. Д. Архангельского за проявлением сульфатредуцирующего бактериального процесса в илах и особенно его имитация в лабораторных условиях безусловно представляют очень большую ценность. Внимательное изучение этих работ породило ряд новых идей и настоятельную потребность их экспериментального продолжения с привлечением современных физико-химических методов.

Объектами нашего исследования послужили водопроницаемые породы со следами бывшего бактериального сероводородного процесса, ярким и, по-видимому, бесспорным доказательством которого являются очень мелкие (0,002—0,005 мм) одиночные глобулы пирита, иногда превращенные в мелкие кристаллики, рассеянные в породе или образующие сростки. Пожалуй, вполне своевременно отметить, что такие формы пирита возникают только в условиях образования биогенного сероводорода и только для этих условий типоморфны.

Несмотря на то, что накопительные культуры сульфатредуцирующих бактерий были получены из ряда образцов сероцветных неокисленных пород, оставалось неизвестным, можно ли, не применяя искусственных питательных сред, наблюдать сульфатредуцирующий процесс в лаборатории, создав при этом условия, близкие к природным.

Положительное разрешение этого вопроса экспериментальным путем нам представлялось весьма интересным как первая и простая попытка выявления влияния вмещающих пород на формирование эпигенетических сульфидных минералов железа, свинца, цинка, меди и других, а также уточнения физико-химических параметров сульфатредуцирующего про-

цесса. Разумеется, этот эксперимент следовало проводить с неокисленными породами и наблюдать происходящие в них процессы при просачивании через них кислородсодержащей воды (желательно природной), содержащей в достаточном количестве ионы SO_4^{2-} , необходимые для жизнедеятельности упомянутых микроорганизмов.

Интересно отметить, что Шнейдерхён (Schneiderhöhn, 1922), наблюдавший мелкие глобулярные зерна пирита в Мансфельдских сланцах, склонялся к тому, что они являются бактериями, накапливающими в своем организме сульфид железа.

Е. В. Рожковой и Н. В. Соловьевым (1937) было высказано предположение о том, что в большинстве случаев роль микроорганизмов исчерпывается тем, что в процессе своей жизнедеятельности они создают и поддерживают среду, благоприятную в физико-химическом отношении для осаждения соединений различных элементов. В настоящее время эта точка зрения является общепринятой (Кузнецов и др., 1962). Если бы глобулярный сульфид железа представлял псевдоморфозу по живым организмам, т. е. окаменелость, то получение культур на питательных средах едва ли было бы возможно.

Для опытов были использованы зеленовато-серые и красноцветные глинисто-песчаные породы из сероцветной толщи меловых отложений, распространенных в западной части Узбекистана, а также сульфат-гидрокарбонатная кали-натриевая вода из грунтового потока, питающего разбитые в данных породах пластовые воды.

Из керна были отобраны три породы: 1) сероцветная с большим (40%) содержанием глины и мелкого кварцевого песка (а); 2) сероцветная, содержащая вдвое меньше глины и значительное количество кварцево-полевошпатового песка (б); 3) красноцветная глинисто-песчаная (в). Химический состав их приведен в табл. 1.

Химический состав природной воды, г/л

Na ⁺ (K ⁺)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Общая минерализация	pH	Eh	Ионная сила
0,174	0,038	0,014	0,013	0,230	0,296	0,765	7,5	+300 мв	0,028

Как следует из табл. 1, в породе а содержится меньшее по сравнению с породой б количество серы и органического вещества, представленного в обеих пробах обуглившимися древесными остатками. В глинистой породе были отмечены очень мелкие (0,004 мм) единичные глобулы пирита, рассеянные вблизи древесных остатков. В шлифах глинисто-песчаной породы редкие мелкие зерна глобулярного пирита были обнаружены в песчано-глинистых прослоях, тяготеющих к остаткам обуглившейся древесины.

Породы слабо сцементированы. Для проведения экспериментальных исследований из большого количества разрыхленных пород квартова-

Таблица 1

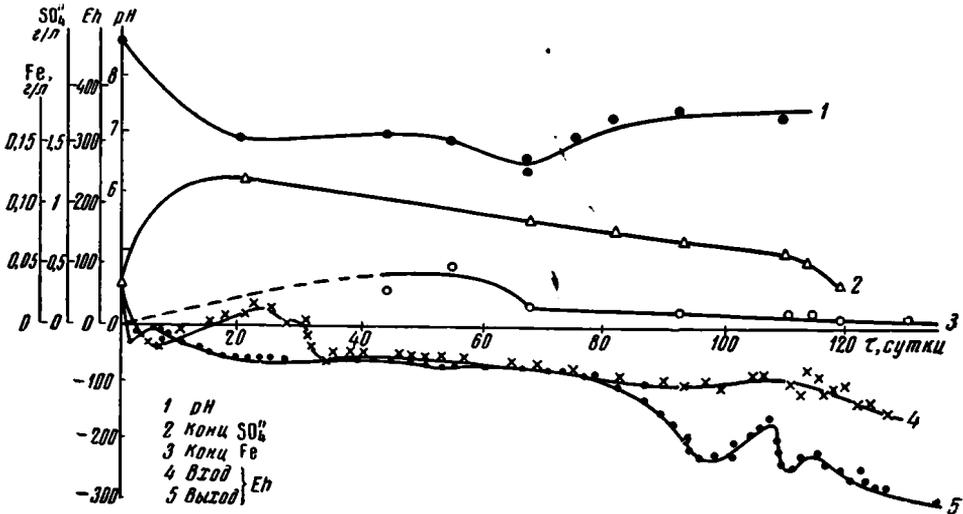
Химический состав пород

Порода	Содержание компонентов, %															
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	S _{общ}	CO ₂	C	H ₂ O	П.п.п.
а	77,09	0,32	9,13	2,09	1,08	1,39	0,71	1,61	3,27	0,14	—	0,16— 0,18	1,94	0,29	0,70	2,90
б	82,02	0,13	4,12	0,89	1,11	3,43	0,34	0,78	1,31	0,86	0,23	0,48	2,37	0,63	0,32	1,36
в	80,73	0,39	9,39	1,61	0,21	0,30	0,47	1,21	3,77	0,06	—	0,02	0,16	0,06	—	1,49

мере породы для вытеснения из нее воздуха¹ и в более интенсивном протокте воды (5 вместо 2 мл/час).

Продувание азота сокращало время снижения Eh породы до нулевых значений.

Показания электродов (фиг. 2), расположенных на различных глубинах, имеют значения (—) 20 и (—) 170 мв. Расхождения между показаниями электродов в 150 мв свидетельствуют о локальном развитии процесса и о бактериальной его природе.



Фиг. 3. Результаты опыта с породой б

Последующие опыты проводились с породой б. Как это видно из графика (фиг. 3), снижение Eh породы до отрицательных значений произошло на вторые сутки.

В дальнейшем Eh снижался очень медленно, и только на 80-е сутки наступил перелом и в течение последующих 50 суток значение Eh породы при входе воды в камеру и при выходе из нее снизилось соответственно до (—) 174 и (—) 294 мв.

Таким образом, в породе б падение Eh осуществилось в более короткий срок (135 суток) по сравнению с породой а, где только на 205-е сутки Eh достиг тех же значений и притом только при выходе воды из камеры, а при входе Eh оставался в области положительных значений. Что касается рН, то этот показатель снижался от 8,0 (рН исходной воды) до 6,4 (рН воды в водосборнике).

Поведение ионов SO₄²⁻ в процессе просачивания воды в породе чрезвычайно сходно с поведением аналогичных ионов в тех же условиях для породы а.

Снижение концентраций ионов SO₄²⁻ до содержаний их в исходной воде в этом опыте осуществилось на 120-е сутки, тогда как в обоих предыдущих опытах это произошло на 55-е сутки. Для данного опыта определялось и содержание железа в воде водосборника. В исходной воде железо не обнаружено, на 55-е сутки в ней содержание железа составляло 0,05 г/л, а по мере снижения Eh оно падает до 0,01 г/л. Возможно, это сигнализирует о начавшемся синтезе бактериального сульфида железа.

¹ В дальнейшем продувание азота через породу проводилось во всех опытах перед их началом.

После проведения опыта влажную породу осторожно извлекали из открытой с одной стороны камеры и быстро делили на восемь приблизительно равных частей. От каждой из частей еще влажной породы отбирали пробы для бактериального анализа. Об активности бактерий судили по скорости проявления их роста после посева на питательных средах, а оценку производили по 3-балльной системе. Если рост бактерий проявлялся в первые 10 дней после посева, то активность оценивалась в 3 балла. При проявлении роста бактерий в последующие 10 дней активность обозначалась двумя баллами, а при проявлении роста после 20 дней с момента посева — одним баллом (табл. 2).

Таблица 2

Результаты бактериального анализа породы после опыта

№ частей породы	Бактерии				
	сульфат-редуцирующие	водород-образующие	денитрифицирующие гетеротрофные	денитрифицирующие автотрофные	метан-образующие
1	2	1	1	1	2
2	2	3	1	1	1
8	3	1	1	1	1

Как видно из табл. 2, сульфатвосстанавливающие бактерии наиболее активны в породе, расположенной у выхода из камеры, среднюю активность они проявили в пробах из двух первых частей породы, находившихся у входного отверстия камеры. Помимо сульфатредуцирующих в снижении окислительно-восстановительного потенциала в известной мере могли участвовать водород- и метанобразующие бактерии. Высокая и средняя их активность была обнаружена в первых двух частях породы.

Таким образом, высказанное нами ранее предположение о роли бактериальных процессов в снижении E_h породы и образовании сульфида железа становится очевидным.

Остается пока не ясным, принадлежит ли бактериям ведущая роль в создании низких отрицательных потенциалов или одновременно с сульфатредуцирующими бактериями здесь участвуют и другие понижающие потенциал компоненты породы (например, пирит, органическое вещество). Чтобы в этом разобраться, были проведены опыты в стерильных условиях. Стерилизация породы производилась в автоклаве при давлении в 1 ат в течение 1 часа. Для этого породу помещали в специальные стеклянные камеры диаметром 4—5 см и длиной 25—30 см с несколькими оттянутыми с обеих сторон концами.

С одного конца камеры в резиновой пробке были вмонтированы два платиновых электрода и агар-агаровый сифон. Один из электродов служил для измерения E_h у входного конца камеры, другой — у выходного. После монтирования электродов камера была заполнена породой б, герметизирована и помещена в автоклав для стерилизации.

В другую, совершенно такую же и одинаково оснащенную камеру помещали ту же породу, которую не стерилизовали (см. фиг. 1).

Оба опыта проводились одновременно. Графическое изображение результатов приведено на фиг. 4. В стерильной породе E_h в течение всего времени ведения опыта (145 суток) оставалось на одних и тех же, притом положительных, значениях.

В той же породе, но не стерилизованной, происходит постепенное снижение E_h ; на 145-е сутки оно достигает максимального для данной

Следует иметь в виду, что полученные величины E_h и pH относятся только к той точке породы, где помещены электроды. Принимая во внимание неравномерное развитие бактериального процесса, можно ожидать и более низких или более высоких значений E_h и pH в зависимости от того, с какой интенсивностью развивается бактериальный процесс в месте погружения электрода. В самом деле, при разгрузке камеры удалось заметить локальное распределение процесса, выражающееся в появлении темных, почти черных, участков. Во влажной сероцветной породе потемнения менее заметны, чем в красноцветной.

Почерневшие участки удалось наблюдать в красноцветной породе в месте стыка ее с сероцветной в виде прерывистого кольца и по всей ее цилиндрической поверхности; в сероцветной породе — на выходе воды из камеры на поверхности марлевого фильтра. В местах погружения электродов почерневшие участки не были обнаружены.

Эти наши наблюдения совпадают с наблюдениями А. Д. Архангельского при изучении черноморских илов и данными экспериментов, имитирующих развитие сульфатредуцирующего процесса в кварцевом песке.

Наибольшие почернения в породе при наших опытах были сосредоточены в тех местах, где создавались условия для лучшей циркуляции воды в породе. В красноцветной породе наибольшее потемнение было приурочено к цилиндрической поверхности камеры, тогда как в сероцветной этого не наблюдалось. Вероятнее всего, это произошло потому, что красноцветная порода, как уже упоминалось, была упакована в марлевый мешочек, на котором местами образовались складки, что создавало условия для большего просачивания воды и лучшего снабжения этих участков ионами SO_4^{2-} . В данном случае марля играла ту же роль, что и трещинки в илу, заполнявшиеся, по наблюдениям А. Д. Архангельского, гидротроилитом.

Черное полукольцо на стыке красноцветной породы с сероцветной также возникает на складчатой марлевой прослойке между упомянутыми породами.

В результате проведения опытов у нас не создалось представления о перемещении гидротроилита. Если в опытах А. Д. Архангельского и Н. В. Соловьева в известной мере это и могло осуществляться в вертикальном направлении под действием силы тяжести, то при наших исследованиях горизонтальное перемещение гидротроилита этим объяснить не удастся.

Нам представляется, что перемещение гидротроилита не происходит ни в экспериментальных, ни в природных условиях.

Это кажущееся перемещение появляется в результате возникновения бактериального процесса в различных точках стерильного песка (в опытах А. Д. Архангельского) вследствие привноса водой бактерий, поступающих из верхнего прослоя ила черноморского или лиманного.

В наших опытах образование сульфидов железа и понижение E_h пород происходило как под влиянием бактерий, внесенных и перемещенных водой, так и под влиянием бактерий, содержащихся в самой породе. Подтверждением этого могут служить более низкие значения E_h породы на выходе воды из породы и ее наибольшая бактериальная активность.

При разрезании на части вынутой из камеры породы удалось обнаружить, что черные пятна в породе у стенок камеры представляют собой неправильной формы сферические тела, выполненные в центре черным вязким гидротроилитом, именно таким, каким наблюдал его А. Д. Архангельский.

Нам представляется, что данный процесс в природе безусловно имеет место и сопровождается образованием сульфидов Fe, Pb, Zn, Cu, Mo

и других металлов, а также соединений таких элементов, как V, U, Se и других, которые в условиях сульфатредуцирующего процесса переходят в низшие степени окисления, что сопровождается их осаждением. Однако из работы А. Баас-Бекинга и Д. Мура (Baas-Becking and Moore, 1961) следует, что экспериментальные исследования по получению сульфидов упомянутых металлов были выполнены различными исследователями лишь в условиях, далеких от природных.

Легче всего удавалось выделить галенит путем восстановления сульфатов свинца с помощью бактерий. Были синтезированы сульфидные соединения и других металлов (Zn, Ag, Cu).

В отношении молибдена можно отметить исследования Л. Е. Крамаренко (1962), которая наблюдала интенсивное осаждение молибдена в условиях сульфатредуцирующего биогенного процесса.

Разумеется, этими данными ограничиться невозможно, и для окончательного суждения об условиях синтеза сульфидов упомянутых металлов в природных условиях необходимы экспериментальные исследования с породами и природными водами. Однако и сейчас, по выявлении физико-химических параметров процесса, можно утверждать, что создающаяся физико-химическая обстановка приведет к образованию различных сульфидных и других минералов в осадочных или осадочно-метаморфических толщах. Пока еще невозможно предвидеть, какие их сочетания в данных условиях могут иметь место.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Сернистое железо в отложениях Черного моря. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, нов. сер., т. 42, Отд. геол., т. XII (3), 1934.
- Архангельский А. Д. и Соловьев Н. В. Экспериментальные исследования по вопросу о способах накопления меди в осадочных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1938.
- Баас-Бекинг Л. Г., Каплан И. Р., Мур Д. Пределы колебаний pH и окислительно-восстановительных потенциалов природных оред. Геохимия литогенеза. Изд. иностр. лит., 1963.
- Крамаренко Л. Е. Бактериальные биоценозы в подземных водах месторождений некоторых полезных ископаемых и их геологическое значение. Микробиология, т. 31, вып. 4, 1962.
- Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликова Н. Н. Введение в геологическую микробиологию. Изд. АН СССР, 1962.
- Рожкова Е. В. и Соловьев Н. В. К вопросу образования сферолитовых и оолитовых структур. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. XV (4), 1937.
- Пустовалов Л. В., Соколова Е. И. Методы определения Eh и pH в осадочных породах. В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 2. Изд. АН СССР, 1957.
- Страхов Н. М. Парагенезы аутигенных минералов в осадочных рудах и факторы, их определяющие. Литология и полезн. ископ., № 4, 1964.
- Baas-Becking L. G. M. and Moore D. Biogenic sulfides. Econ. Geol., v. 56, 1961.
- Schneiderhöhn H. Untersuchungen des Mansfelder Kupferschiefers. Neues Jahrb. Mineral., B-V.47, 1922.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
минерального сырья
Москва

Дата поступления
31.III.1965

**ТИПЫ НАКОПЛЕНИЙ МАРГАНЦА
В СОВРЕМЕННЫХ ВОДОЕМАХ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ
ДЛЯ ПОЗНАНИЯ МАРГАНЦЕВОРУДНОГО ПРОЦЕССА**

Н. М. СТРАХОВ

При изучении рудных накоплений любого элемента в отложениях древних водоемов всегда полезно знать, в каких условиях и формах и каким путем возникают накопления этого элемента в водоемах современных.

Занимаясь последние годы геохимией олигоценовых марганцевых руд юга СССР, я, естественно, не мог пройти мимо наблюдений, накопившихся в литературе относительно руд марганца в бассейнах современных и не извлечь из этих наблюдений тех общих заключений относительно марганцеворудного процесса вообще, какие в них «закодированы». Изложению собранных данных и посвящено это сообщение.

В настоящее время существует по крайней мере три отчетливо различных типа накоплений марганца: 1) в озерах северной таежной зоны, особенно в озерах Балтийского щита; 2) в краевых морях Арктического бассейна — Карском, Белом, Баренцевом и т. д., а также в Балтийском море; 3) в пелагической области Атлантического, Индийского и особенно Тихого океанов.

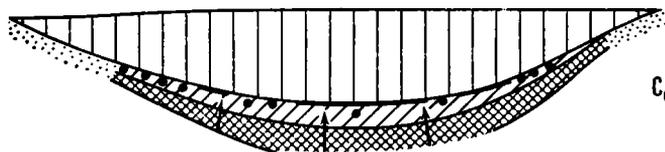
Остановимся вкратце на самых существенных признаках каждого типа.

1. ОЗЕРНЫЕ НАКОПЛЕНИЯ МАРГАНЦА НА БАЛТИЙСКОМ ЩИТЕ

Факты нахождения в озерах Балтийского щита железистых и марганцевых накоплений известны давно, но только после работы Н. И. Семенича (1958) вскрылась вся сложность локализации руд внутри озерных водоемов.

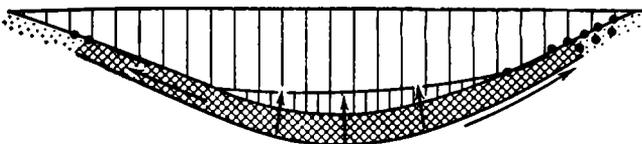
Выделяются три характерных озерных группы. Первую образуют озера Шотландии, Северной Швеции, Кольского п-ова, Онежское и Ладожское. Накопления железа и марганца в этих озерах приурочены целиком или почти целиком к профундали бассейна, причем здесь они локализируются порою на наибольших глубинах дна (фиг. 1, 2). Сублитераль, особенно же литераль, железа и марганца не накаплиют за редкими исключениями. Накопления в профундальной зоне имеют чаще всего вид охры, сосредоточенной в самом верхнем слое осадка. Поверх охры нередко располагается рудная корка, а внутри охры — рудные бобовины или оолиты разного размера, обычно незначительного (доли — единицы миллиметра); впрочем, бобово-оолитовый тип по значению резко уступает корковому.

Располагаясь в профундальной зоне, охристо-корковые накопления занимают, однако, не всю ее площадь, а лишь часть ее. Так, в оз. Верхнем Волчьем (на Кольском п-ове) рудные корки покрывают поверх-



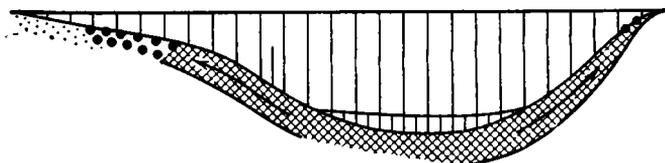
Сорг. влажность
(2-3%)

А. Озера Мончозерской группы



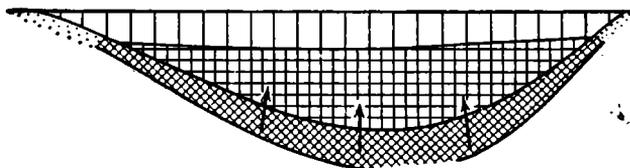
Сорг. влажность
(3-5%)

Б. Суйстамон-Ярви



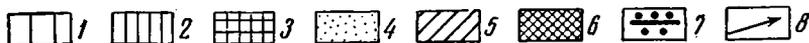
Сорг. значительно
(6-7%)

В. Пунус-Ярви



Сопропелевые илы

Г. Безрудные эвтрофные озера



Фиг. 1. Типы озерных накоплений марганца

1 — наддонная вода, богатая кислородом; 2 — придонная зона воды, обедненной кислородом; 3 — бескислородная вода; 4 — пески; 5 — илы бурые (окислительная зона); 6 — илы серые и зеленовато-серые (восстановительная зона); 7 — руды; 8 — направление движения вещества при диагенетическом перераспределении

ность, равную 16% дна, в Кашкозере 19,4%, в Мончозере — 19,8%, в оз. Пагель — 22,7%. В оз. Нижнем и Среднем Куйто рудная корка вместе с гороховой рудой покрывают соответственно 2/3 и 3/4 всей площади вне мелководья.

Ко второй группе озер относятся водоемы, в которых рудные образования отсутствуют на главной части прѳундали, сохраняясь лишь в

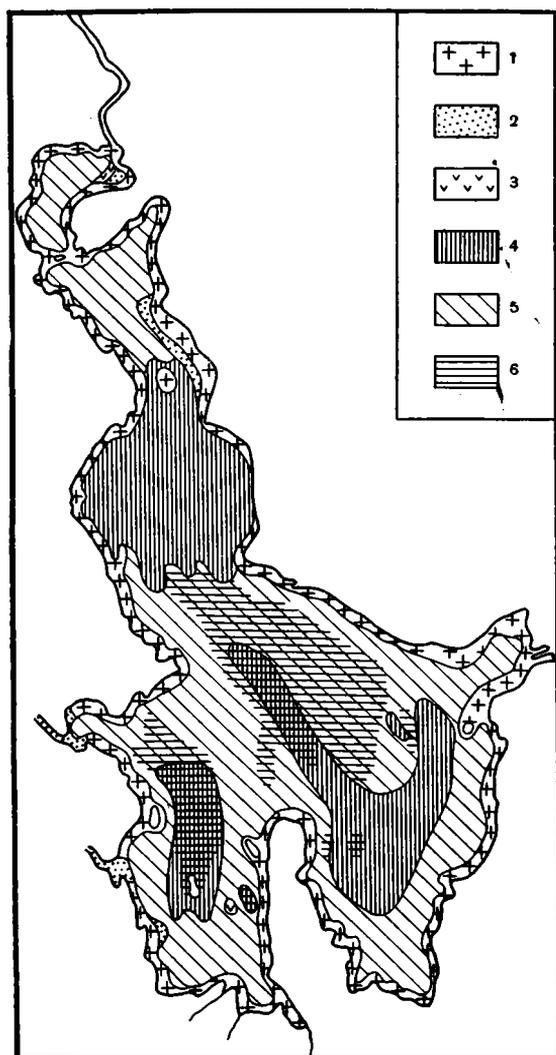
ограниченной ее краевой части, но зато занимают всю сублитораль и литораль; иногда, впрочем, в последней руд не бывает (см. фиг. 3).

Типичными представителями этой группы являются озера Северной Швеции (Ямтланд и Лапландия). Из озер советских к этой группе может быть отнесено оз. Суйстамон-Ярви в Карелии и, возможно, озера Кончозерской группы (Копченова, 1934), из американских — оз. (—) Траут-Лейк (Twenhofel, 1945).

Картина размещения руд в этих озерах такова, как будто железо- и марганцеворудный процесс уходит из центральной, глубоководной части озер, прижимаясь то только к бортам озера и прилегающей части профундали, то распространяясь и выше, в литораль.

На площади озера оруденение выражено в виде ленты, окаймляющей периферию водоема и пятнами спускающейся из мелководной зоны в краевую часть профундали (см. фиг. 1). В прибрежной части руды лежат на песках, в сублиторали и краевой части профундали — на мягких алеврито-глинистых илах. В песчаной зоне оруденение представлено гороховидной, дробовидной и грабовидной рудой, иногда рудой денежной или небольшими корками; встречается и охра. С углублением дна охра и корки обычно вытесняют прочие формы.

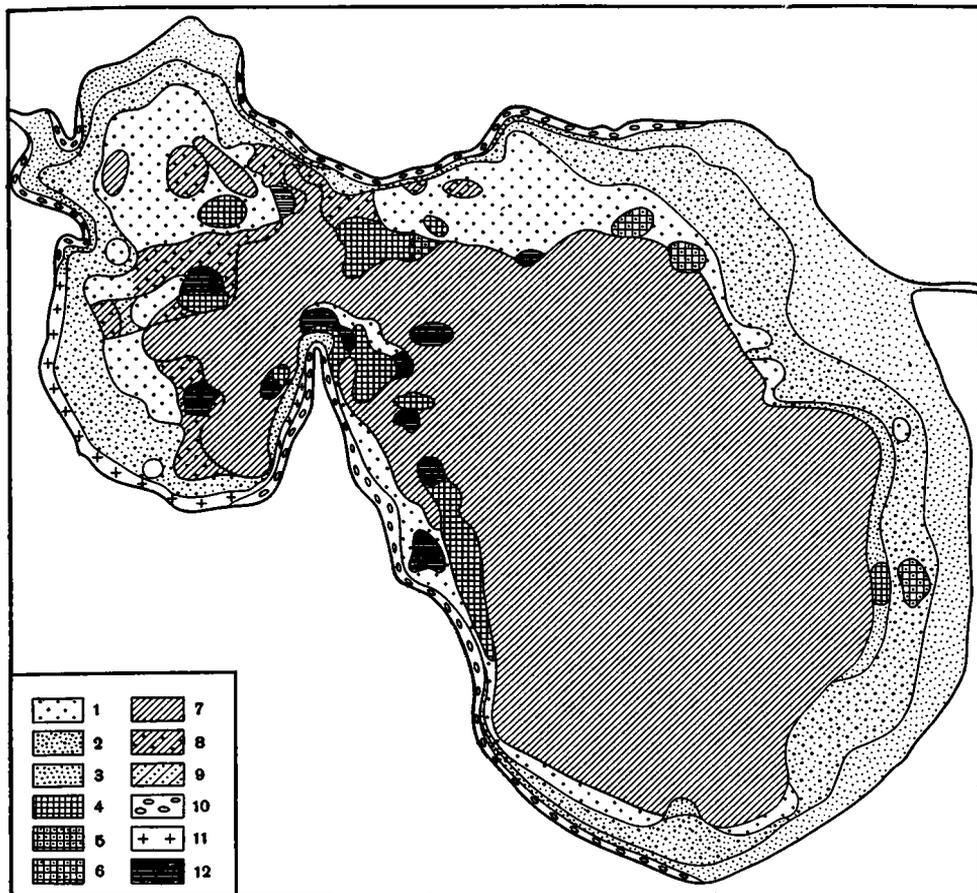
Третью группу рудных озер образуют водоемы, в которых руды локализованы исключительно в пределах литорали, на глубине 1—3,5 м, отсутствуя в профундали, но еще спускаясь в ряде случаев в сублито-



Фиг. 2 Схема донных отложений оз. Верхнее Волчье (по А. А. Нагелю и А. Д. Зиновой)

1 — камень, 2 — песок, 3 — глина, 4 — ил бурый, 5 — ил зеленый, 6 — железистые отложения

раль (см. фиг. 1). «Миграция» руд из глубоководной озерной зоны в мелководную достигает в данном случае своего завершения. К третьей группе относится множество рудных озер Финляндии, а у нас в Карелии, в частности, Выгозеро, Янис-Ярви, Пунус-Ярви и другие. Это единственный известный пока в геологической литературе тип рудных озер, ставший, так сказать, классическим.



Фиг. 3. Схема донных отложений оз. Суйстамон-Ярви

1 — руда, 2 — руда с песком, 3 — песок, 4 — охра, 5 — охристый песок, 6 — охра с рудой, 7 — ил, 8 — ил с рудой, 9 — илистый песок, 10 — камни, 11 — галька, 12 — глина

Рудные накопления наиболее интенсивно развиты на широких и пологих участках литорали и слабо на узких и крутонаклоненных. Обычно они не опоясывают озера сплошь, а развиты более или менее крупными лентами и пятнами.

Руда имеет оолитовую и бобовую структуру с размером рудин от 0,2 до 4 см. На оз. Пунус-Ярви крупная оолитовая руда (3—4 см), по Е. И. Соколовой, приурочена к самой прибрежной части озера с песчаным осадком глубиной 2—3 м; средняя (1—2 см) — располагается на некотором расстоянии от берега и ассоциирует с песчано-глинистыми отложениями; мелкая — залегает в местах наиболее удаленных от берега, на глубине — 4—5 м и приурочена к песчаным илам. Размер рудных оолитов в разрезе рудного слоя, по наблюдениям Н. И. Семеновича, убывает сверху вниз. Наблюдаются ли аналогичные закономерности в других озерах третьей группы — остается неясным.

В табл. 1 и 2 сопоставлены данные по содержанию Fe, Mn и P в отложениях озер всех групп и в рудных выделениях.

Рассмотрение таблиц позволяет установить ряд интересных фактов. Пески, алевриты и илы рудных озер обнаруживают обычно, но не всегда, повышенное содержание железа — до 5,3—12,69%. Увеличение содержа-

Таблица 1

Содержания Fe, Mn, P в илах и рудах

Озера	Илы				Рудные выделения				Примечание
	Fe	Mn	P	Mn/Fe	Fe	Mn	P	Mn/Fe	
I группа									
Хольсфюрд									
гл. 10 м	5,50	0,39	—	0,071	31,4	2,84	—	0,09	
гл. 80 м	6,17	0,11	—	0,018	29,35	3,40	—	0,11	
гл. 148 м	6,16	0,34	—	0,055	17,08	1,27	—	0,074	
Онежское ил ст. 6	15,15	0,57	0,62	0,037	—	—	—	—	И. И. Гинзбург (1930)
» ст. 11	8,54	2,00	—	0,234	14,77	20,48	0,76	1,38	»
» ст. 13	—	—	—	—	12,95	28,10	0,51	2,17	
Ладожское ил ст. 10	6,18	1,80	—	0,290	—	—	—	—	
» ст. 9	7,26	0,15	—	0,020	—	—	—	—	
» ст. 14	8,74	—	—	?	26,53	1,82	1,07	0,069	
» ст. 14	—	—	—	—	6,46	9,14	0,34	1,42	
Одинокое	—	—	—	—	22,35	—	—	—	Е. И. Федорова (1964)
Высокое									
гл. 0,2 м, песок	5,87	—	—	—	—	—	—	—	
гл. 18 м	—	—	—	—	21,48	—	—	—	
Глубокое ил, гл. 7 м	5,6	—	—	—	—	—	—	—	
гл. 17 м, ил с рудной коркой	—	—	—	—	21,16	0,43	—	0,02	
Куырк-Ярви-Лубол гл. 0,2 м, песок	1,83	0,04	—	0,22	—	—	—	—	
гл. 5,5 м, ил	9,23	—	—	—	—	—	—	—	
гл. 14 м, твердая рудная корка	—	—	—	—	47,37	—	—	—	
гл. 15,5 м, рудная корка	—	—	—	—	3,82	4,18	—	0,12	
II группа									
Суйстамон-Ярви, ил	10,91	—	—	—	39,51	—	—	—	Н. И. Семенович (1958)
Траут-Лейк	—	—	—	—	16,78	30,57	—	1,82	В. Твенхофел (1945)
III группа									
Желе- зоруд- ные	Кривое	—	—	—	23,7	14,1	0,9	0,60	Е. В. Копченова (1934)
	Кончозеро	—	—	—	41,16	11,3	0,05	0,27	
	Сегозеро	—	—	—	33,82	11,0	0,02	0,32	А. А. Иностранцев (1877)
	Среднее для 79 рудных озер По- венецкого уезда	—	—	—	41,41	1,13	0,22	0,027	

Пунус-Ярви	Fe	Mn	P	Сорг	№ стан- ций	Fe	Mn	Mn/Fe	Сорг	Примечание
А. Современные отло- жения:										
пески (5 обр.),	1,50	0,11	0,073	0,40	14	10,9	17,62	1,61	0,31	Осадки по ана- лизам ГИН
глинистые пески (6 обр.),	3,89	0,21	0,053	2,11	25	30,93	15,05	0,47	1,03	
илы алевритовые (27 обр.)	7,37	0,44	0,060	7,3	38	12,1	33,93	2,84	1,10	Руды по Е. И. Соколовой (1962)
илы глинистые	—	—	—	—	42	22,83	20,12	0,90	1,73	

Таблица 1 (продолжение)

Пунус-Ярви	Fe	Mn	P	Сорг	№ стан- ции	Fe	Mn	Mn/Fe	Сорг	Примечания
Б. Более низкие горизонты современных отложений:										
глинистые пески (4 обр.),	3,42	0,11	0,032	0,15	51	20,14	24,17	1,20	6,94	
илы (8 обр.)	3,75	0,11	0,032	0,19	55	16,88	30,40	1,80	0,64	
В. Ленточные глины (4 обр.)	3,66	0,07	0,016	0,19	70	41,52	6,78	0,16	1,30	
					71	12,2	28,98	2,18	0,45	
					81	15,26	33,4	2,52	0,45	

Знак (—) указывает на отсутствие данных.

Таблица 2

Состав марганцевых руд (%) в озерах района Изольви
По О. Ваасйоки (Vaasjoki, 1956)

Озера	Mn _{макс.}		Mn _{мин.}		Fe _{макс.}		Fe _{мин.}		Среднее		
	Mn	Fe	Mn	Fe	Mn	Fe	Mn	Fe	Mn	Fe	Mn Fe
Карма-Ярви (14 ан.)	24,4	22,0	4,2	39,7	4,5	45,4	23,8	21,4	16,1	29,5	0,51
Некроон (69 ан.)	29,9	14,5	1,3	48,0	1,3	48,3	2,2	9,2	11,9	29,9	0,44
Онкивез (179 ан.)	23,6	32,3	0,8	48,4	1,1	49,3	14,0	14,4	6,0	36,6	0,16
Койрусвези (45 ан.)	11,8	14,6	0,4	47,1	3,8	49,0	9,7	12,6	6,1	29,2	0,24
Поровези (57 ан.)	9,4	18,0	0,8	47,6	0,9	49,0	2,0	4,6	3,8	36,6	0,15

ний железа почти всегда сопровождается ростом также и содержаний марганца, причем эти последние увеличиваются даже быстрее, чем концентрации железа, и измеряются величинами 0,10—2%; этот рост особенно ярко сказывается в марганцевом модуле (т. е. отношении Mn : Fe): с 0,010—0,020 он подымается обычно до 0,030—0,230.

Возникновение рудных накоплений — корок, бобовин, оолитов и т. д. происходит не только за счет усиленной концентрации железа, но и еще более значительного накопления марганца. Отношение Mn : Fe поэтому в рудных корках оз. Хольсфиорд подымается до 0,074—0,11, а в конкрециях оз. Ладожского — до 1,42, оз. Онежского до 1,38—2,17. Таким образом, отношение марганца к железу непрерывно растет в ряду: кларковые содержания Fe и Mn в илах → повышенные их количества в илах же → рудные образования.

Богатые марганцем руды представляют собой редкое явление по сравнению с железными. Из 82 анализов озерных руд Повенецкого уезда, собранных А. А. Иностранцевым (1877), лишь три анализа дали высокие марганцевые концентрации — 11—14%; дважды они встречены в Онежском озере (20,48 и 28,10%) и один раз в Ладожском (9,14%). Руды оз. Пунус-Ярви и финские резко обогащены марганцем, но в то время как в рудах Пунус-Ярви марганцевый модуль колеблется в пределах 0,16—2,84 при среднем 1,11, в рудах финских озер его максимальная величина 0,51, чаще же всего 0,12—0,21.

Распределение Fe и Mn в оз. Пунус-Ярви, единственном в мировой литературе, для которого составлены соответствующие карты¹ (фиг. 4,5),

¹ Они построены автором на анализах большого числа проб, выполненных в лаборатории ГИН. Пробы илов и руд были получены от Н. И. Семеновича и Е. И. Соколовой, которым автор выражает искреннюю признательность.

подавляющее большинство рудных озер Балтийско-Беломорского региона, по подсчетам Н. И. Семеновича (1958), относится к олиго- и мезогумозным, полигумозные редки. Цвет воды их обычно зеленый и желтый или желтовато-коричневый, реже коричневый; окисляемость 4 и 4—9 мг/л O_2 .

Из сказанного явствует, что рудные железо-марганцевые озера появляются там, где на водосборах достаточно развит подзолообразовательный процесс и заболочивание и где вместе с тем миграция этих двух элементов в органо-минеральной форме подавлена всеми другими формами их переноса. Таким образом, некоторая обогащенность рудных озер же-

Таблица 3

Eh донных осадков оз. Пунус-Ярви, мв

Осадки	Глубина, м	Eh	
		от	до
Прибрежный песок	2	+140	+200
Песок с рудой	2—3	Среднее	+260
Ил с примесью руды	7—8	+ 2	+258
Ил чистый	5—8	— 20	—290
Ил чистый	8—14	— 46	—260
Ленточные глины		—270	—230

лезом и марганцем возникает еще в седиментационном акте, в седиментогенезе.

Рудные корки, оолиты, пизолиты, бобы разных размеров, даже локально ограниченные скопления охры— все это, несомненно, диагенетические образования, обязанные более или менее интенсивно протекающему диагенетическому перераспределению железа и марганца в осадках. Сейчас, после развития учения о диа-

генезе, такая их природа едва ли требует доказательств. Но поскольку само перераспределение происходит на базе осадков, первично несколько обогащенных Fe и Mn, руды в конечном счете оказываются образованиями типично седиментационно-диагенетическими.

Самый ход диагенетического перераспределения в разных водоемах неодинаков и контролируется уже обстановкой в самом озере, в частности в его наддонной водной массе и в осадках.

Ярко выраженный окислительный режим водной массы рудных железо-марганцевых озер, бесспорно доказанный финскими и советскими лимнологами (Тунмарк, Семенович, Федорова), приводит к тому, что не только все взвешенное железо и марганец, но и их растворы быстро изгоняются из воды и оседают на дне. А так как гелевые сгустки и частицы взвеси весьма малы, они в ходе осаждения загоняются движениями воды в самые глубокие части озера, в его профундаль, убывая к сублиторали и особенно литорали. В более глубоких горизонтах профундальных илов, железо и марганец редуцируются и подтягиваются в верхнюю зону илов, к приконтактной поверхности ила и воды. Здесь они вновь окисляются кислородом, проникающим в осадки из придонной воды, и оседают, дополнительно обогащая верхние 10—20 см профундальных илов. При благоприятном сочетании первичной седиментационной обогащенности илов железом и марганцем и диагенетического подтягивания их вверх в профундали возникают охры и рудные железо-марганцевые корки; формируется оруденение первой группы рудных озер.

Эта локализация рудных накоплений возможна, однако, лишь в том случае, если озерные илы обладают относительно малым количеством свежего органического вещества, что свойственно олиготрофным озерам. При повышении трофности озера и накоплении $C_{орг}$ в илах окислительная их пленка все сокращается и наконец исчезает. Не будучи в состоянии выйти в придонную воду (из-за обилия кислорода), редуцированные железо и марганец перемещаются диффузионно по пласту осадка в бо-

лее мелководные фации, менее богатые первичным $S_{орг}$, и здесь оседают, обогащая их рудными компонентами.

Что физико-химические условия в илах «разрешают» такую миграцию, явствует из определений Е. И. Соколовой величин Eh в осадках Пунус-Ярви (табл. 3).

Как видим, по Eh разные типы озерных отложений весьма различны.

При близком соседстве участков с резко окислительными условиями (и без Fe и Mn в иловой воде) и участков с восстановительным режимом (и с повышенным количеством Fe и Mn в иловой воде), несомненно, должен иметь место подток обоих элементов из вторых участков в первые и дополнительная их концентрация здесь вплоть до образования руд. Этот подток происходит отчасти из ленточных глин вверх, в налегающие пески, но в подавляющей массе, конечно, латерально — из сублиторальных и профундальных илов в литоральные пески, ибо содержания Fe в ленточных глинах невелики, а марганца совсем ничтожны (0,07%).

Так в своеобразных, но закономерно возникающих физико-химических условиях озер II+III групп формируются их рудные накопления железа и марганца.

Оба эти элемента по мере возрастания трофности озер и обогащения глубоководных илов свежим органическим веществом постепенно покидают профундаль, перемещаясь к ее краям, потом в сублитораль и наконец в литораль. Три типа распределения руд железа и марганца в озерах, описанные выше, представляют собой, следовательно, разные формы диагенетической миграции этих элементов внутри озерных осадков — миграции, обусловленной ростом трофности озера и обогащения его отложений органическим веществом.

Останавливается ли на этом история перераспределения марганца и железа? Думаю, что нет. В эвтрофных озерах все типы отложений богаты органическим веществом и обладают восстановительными условиями. Поэтому окисных накоплений железа и марганца в их осадках нет. В периоды зимней и летней стагнации Fe^{2+} и Mn^{2+} выходят из ила в наддонную воду, быстро истребляют весь ее свободный кислород и затем накапливаются в ней в огромных количествах; возникают общеизвестные заморы рыб. При весенней и осенней циркуляциях Fe^{2+} и Mn^{2+} , накопившиеся в наддонной воде, окисляются и выпадают на дно, рассеиваясь по нему более или менее равномерно и не образуя нигде высоких концентраций; значительная часть $Mn+Fe$ при этом при весенней и осенней гомогенизации выбрасывается за пределы озер. Рудный осадочный процесс во всех трех описанных формах по существу прекращается. И если в разрезе озерной толщи в ее более глубоких горизонтах все же как-то образом были погребены маломощные горизонты окисных руд, они постепенно рассасываются под редуцирующим воздействием обильных масс разлагающегося органического вещества. Позже, при позднедиагенетическом перераспределении оставшихся масс Fe и Mn , в озерных отложениях возникают горизонты более или менее обильных сидеритовых или мангано-сидеритовых стяжений, подчиненные преимущественно тонкозернистым породам.

Этот процесс превращения вначале олиготрофного озера в мезотрофное, а потом в эвтрофное обуславливает то, что окисные озерные руды встречаются в древних отложениях в качестве большой редкости, по видимому, в специфических условиях задержанного развития эвтрофии. Весь тип озерных окисных руд оказывается вместе с тем эфемерным, неустойчивым во времени, возникающим на одних стадиях жизни озера, исчезающим на других.

Таблица 4

Средние содержания (%) Fe, Mn, P, C_{орг} и Mn:Fe в осадках Карского моря.
(По Т. И. Горшковой, 1957)

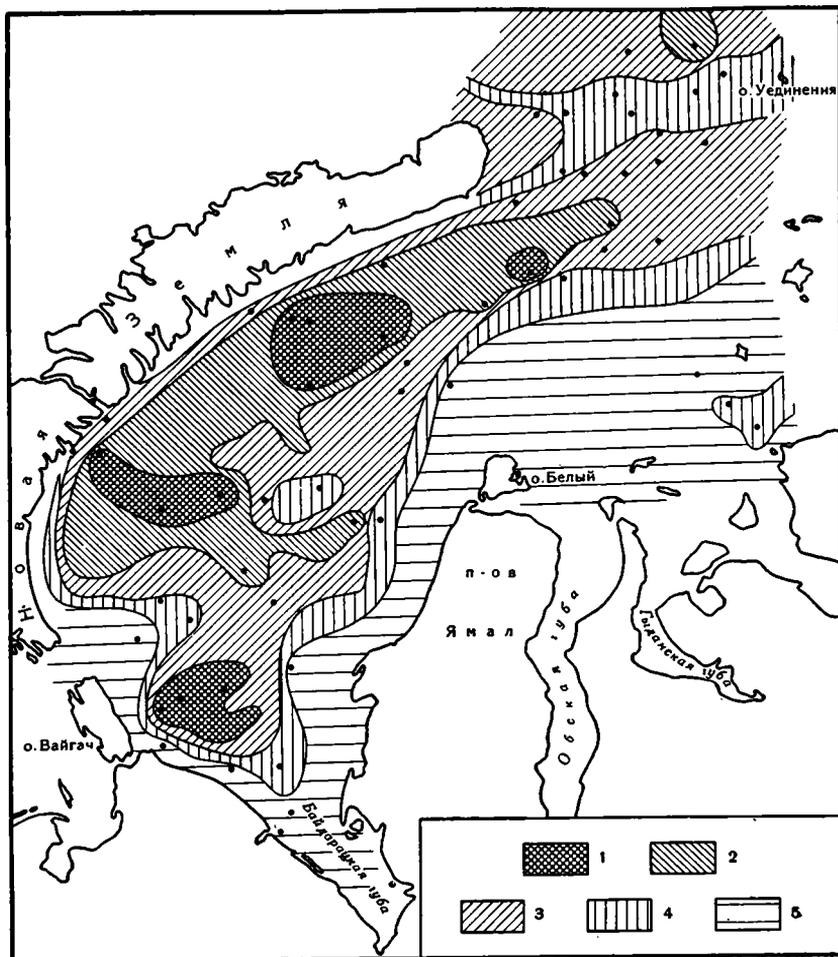
Название осадка	Fe	Mn	Mn : Fe	P	C _{орг}	Конкреции		
						Fe	Mn	Mn : Fe
I. Коричневый и желто-коричневый верхние слои осадков: илстые пески (3 обр.), песчаные илы (2 обр.), илы (15 обр.), глинистые илы (4 обр.)	2,79	0,056	0,021	0,058	0,42	От 9,1 до 16,8	До 8,91	0,54—0,91
	4,15	0,227	0,055	0,073	0,74			
	6,98	0,429	0,062	0,17	0,63			
	5,82	1,04	0,210	0,29	1,18			
II. Серые и зеленовато-серые более низкие в разрезе слои: песчаные илы, илы	2,71	0,084	0,031	0,068	0,41			
	3,79	0,137	0,037	0,060	0,88			

В большей центральной части моря поверхностный слой осадков коричневого, разных оттенков. Вниз по разрезу коричневые отложения сменяются серыми или зеленовато-серыми с черными пятнами гидротроилита. Мощность коричневого слоя колеблется от 2—4 см у его внешней границы до 10—12 см в центральных районах моря. На севере, в желобе св. Анны, было получено несколько колонок, в которых коричневый слой достигал 20—30 см мощности.

Средние содержания Fe, Mn и Mn : Fe в разных типах осадков представлены в табл. 4, а распределение марганца на площади дна показано на фиг. 8.

Бросается в глаза, что одноименные типы поверхностных коричневых осадков существенно богаче Fe и Mn сравнительно с подстилающими серо-зелеными и серыми². Так, у коричневых песчаных илов прирост Fe составляет 1,44%, а Mn — 0,143%; у илов — соответственно 3,19 и 0,292%. Поскольку во вносимом р. Обью материале, гранулометрически отвечающему илу, железа 4,84, а Mn 0,146%, то избыточную обогащенность коричневого слоя этими элементами следует толковать, конечно, только как результат миграции железа и марганца из восстановительной зоны серых и зеленовато-серых илов в окислительную зону илов коричневых. При этом цифры прироста указывают интенсивность самого подтока. Характерно, что марганцевый модуль в коричневых илах оказывается заметно большим против его величины в подстилающих серо-зеленых осадках, что свидетельствует о более интенсивной вертикальной миграции марганца сравнительно с железом вверх по колонке. Этот процесс, конечно, предполагает предварительную редукцию обоих элементов в более глубоких слоях осадка. Наличие ее доказывается так называемым окислительно-восстановительным коэффициентом, т. е. отношением Fe³⁺ к Fe²⁺, извлекаемым из свежего ила 10%-ной HCl. В корич-

² К сожалению, Fe и Mn определялись из 10%-ной солянокислой вытяжки без кипячения. По С. В. Бруевичу, Mn при этом извлекается полностью, но Fe частично, в среднем, около 75%. По специальным пробам М. В. Кленовой для Баренцева моря, Fe, извлекаемый 10%-ной HCl, составляет в песках 0,58% от валового (1 анализ), в илстых песках 0,86% (1 анализ), в песчаных илах 0,54 и 0,82% (2 анализа), в илах 0,81 и 0,30% (2 анализа).



Фиг. 8. Распределение марганца (%) в верхнем слое осадков Карского моря (по Т. И. Горшковой, 1957)
 1 — >1,0; 2 — 1,0—0,5; 3 — 0,5—0,2; 4 — 0,2—0,05; 5 — <0,05

невых илах Карского и Баренцева морей этот коэффициент колеблется, по М. В. Кленовой (1960), от 6,76 до 3,95; в желтовато-серых илах нижних частей колонок он около 1,41; в зеленовато-серых — от 0,74 до 0,24. Нижние слои колонок дали еще более низкие цифры, особенно когда отмечалось заметное выделение сероводорода. Любопытно, что среднее содержание $S_{орг}$ в коричневых илах несколько больше, чем в серых: в последних часть его, несомненно, пошла на редукцию Fe и Mn.

Перемещением железа и марганца по вертикали, однако, дело не ограничивается. В поле коричневых и желтовато-коричневых илов во многих местах присутствуют железо-марганцевые конкреции разного размера и формы (Горшкова, 1957а). К сожалению, определений количества их на единицу площади произведено не было, и потому мы не знаем, насколько интенсивно развит в Карском море процесс стягивания Fe и Mn в желваки. Что касается состава конкреций, то, по данным Н. Н. Куликова (1961), содержание железа в них варьирует от 9,1—11,2 до 15,4—16,8%, а марганца до 8,9%. Таким образом, марганцевый модуль колеблется от 0,54 до 0,91.

извлекая из осадка все количество марганца, железо извлекала в среднем на 75%. Добавляя к 3,95% Fe еще неизвлеченные 1,3%, получаем, что железа в осадках арктического бассейна в действительности имеется около 5,2% — количество, согласующееся с поступлением Fe из рек. Если это так, то средняя величина марганцевого модуля в арктических илах не 0,066, как это получается (см. табл. 6) по опубликованным анализам, а 0,050. Это все-таки выше, чем марганцевый модуль в выносе р. Оби (равный 0,030) и свидетельствует, конечно, о некотором избыточном обогащении марганцем пелагических арктических илов сравнительно с исходным материалом. Здесь мы сталкиваемся, очевидно, с тем пелагическим сдвигом абсолютных масс марганца относительно железа, о котором мне уже неоднократно приходилось писать на примере Черного моря и Атлантического океана и который вполне типичен для всех крупных водоемов, питаемых терригенным материалом.

Посмотрим теперь, как выглядят содержания Fe и Mn в самом верхнем коричневом слое осадков Арктического бассейна (табл. 6).

Таблица 6

Содержания Fe и Mn в верхнем слое осадков Арктического бассейна, %

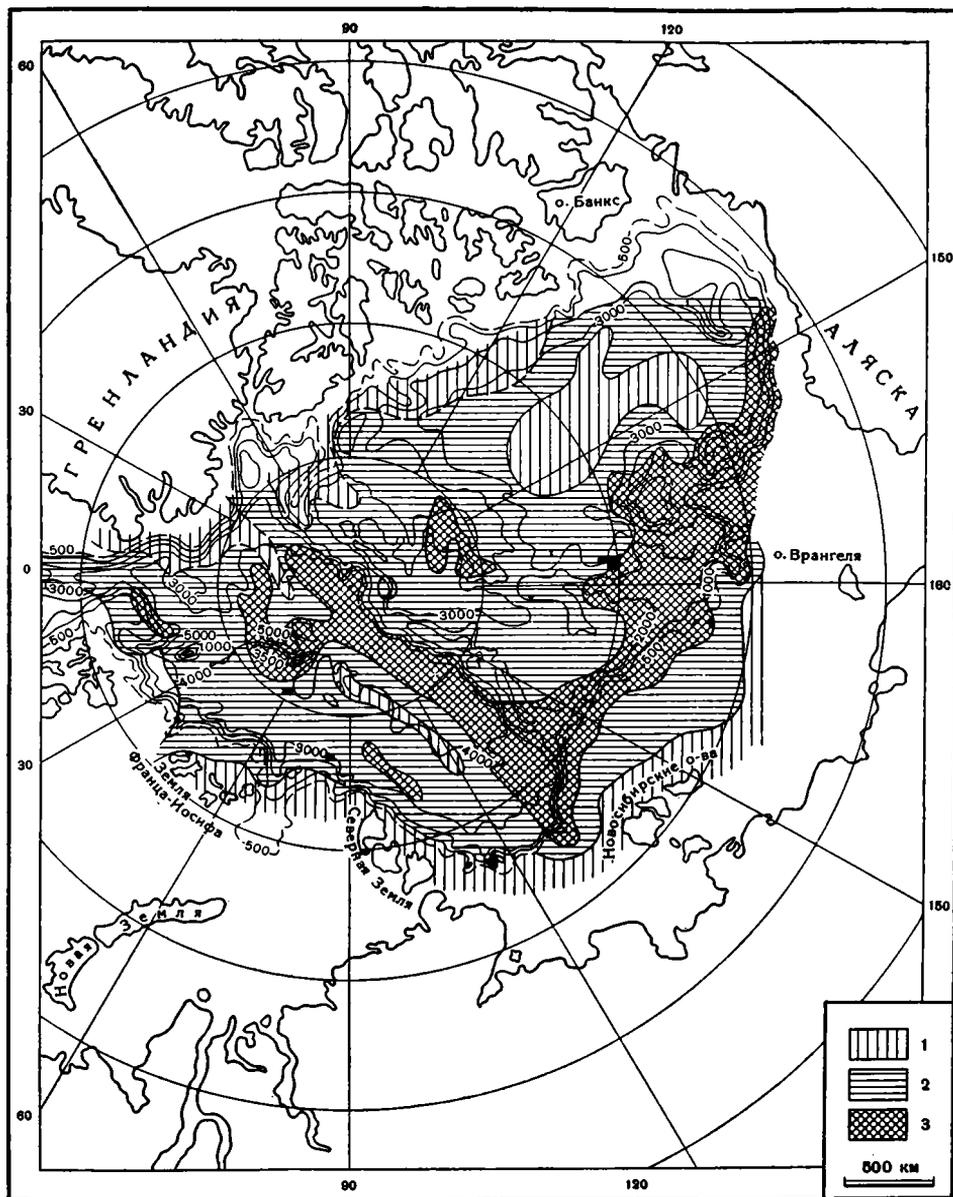
Место взятия образца	Fe	Mn	Mn : Fe	Примечание
Верхний коричневый слой	4,21	0,36	0,090	Без поправки на ошибку 10%-ной НСІ вытяжки
Подстилающий слой	3,94	0,24	0,060	
Среднее содержание в арктических осадках вообще	3,95	0,26	0,066	

Цифры свидетельствуют, что подтягивание Fe и Mn снизу вверх в ходе диагенеза в осадках Арктического бассейна еще имеет место, но уже резко ослаблено в сравнении с тем, что наблюдается в отложениях морей Балтийского, Белого, Баренцева и Карского. Процессы диагенетических миграций и перераспределение железа и марганца в осадках Арктического бассейна явно замирают. Еще отчетливее это сказывается в отсутствии или в значительной редкости в илах Арктического бассейна железо-марганцевых конкреций, до сих пор пока не встреченных в его колонках³. Очевидно, тот механизм, который порождал хотя бы временные и переходящие рудные накопления железа и марганца в Карском, Белом и других морях, в осадках Арктического океана уже бессилён создать даже убогую, эмбриональную форму рудообразования.

Чем же обусловлено это замирание чисто диагенетического рудного процесса от краевых частей океана к его пелагиали? Думается, разной активностью органического вещества осадков. В отложениях краевых морей исходное его содержание было несколько большим, чем в пелагиали океана, а главное — оно поступало на дно гораздо более свежим и более активным. Поэтому здесь оно стимулировало несравненно большую интенсивность редуционных процессов, чем в пелагиали океана, и гораздо большую (количественно) подвижность железа и марганца.

Очень характерную деталь вскрывает карта содержаний марганца (фиг. 9). Максимальные его концентрации (между 0,5 и 1,0%) приурочены к северному склону азиатского материка, заходя и в прилежащие части впадин Нансена, Макарова, Босфорта. Отсюда длинная ветвь максимальных содержаний тянется вдоль западного склона хребта Ломоносова и прилегающих частей котловины Макарова; у своего северного

³ По крайней мере в опубликованных материалах указаний на них я не обнаружил.



Фиг. 9. Распределение марганца (%) в осадках Арктического бассейна (по Н. А. Белову и Н. Н. Лапиной, 1961)
 1 — <0,2; 2 — 0,2–0,5; 3 — 0,5–1,0

конца эта полоса дает дочернюю небольшую ветвь к западу. Маленькое пятно высоких содержаний марганца лежит в центре котловины Макарова. На подавляющей части котловины Босфорта осадки марганцем бедны, равно как и в районах, прилежащих к Северной Америке. Иными словами, в огромном Арктическом бассейне рудный процесс локализован явно асимметрично, тяготея к азиатскому материку и избегая североамериканского. Причина кроется, вероятно, в локализации питания Арктического бассейна железом и марганцем.

Напомню, что в желобе св. Анны на меридиональном разрезе от 80 до 81° с. ш. вдоль 69—70° в. д. М. М. Ермолаевым (1948) были описаны несколько колонок, которые кроме верхнего коричневого слоя имели еще вторую коричневую прослойку, отделенную от верхней зеленовато-серым иловым слоем. Эти находки свидетельствуют, что не всегда повышенные концентрации железа и особенно марганца в окислительной пленке осадков исчезают бесследно; порой они в известной мере консервируются и проявляются потом в виде локальных повышенных величин железа и марганца в глинистых отложениях пелагической зоны бассейна. Именно таково, по-видимому, происхождение небольших пятен слегка повышенных содержаний марганца в глинистых породах франского века на Русской платформе, показанных на карте А. Б. Ронова и А. И. Ермишкиной (1959), в области, удаленной от берега.

3. НАКОПЛЕНИЯ МАРГАНЦА В ОСАДКАХ МОРСКИХ БАССЕЙНОВ, ПИТАЕМЫХ КАК ТЕРРИГЕННЫМ, ТАК И ВУЛКАНОГЕННЫМ МАТЕРИАЛОМ

Арктический океан и его краевые моря демонстрируют простейший случай, когда седиментация в океаническом бассейне целиком протекает за счет материала, сносимого с суши. Но в современный момент существуют водоемы — Атлантический, Индийский и Тихий океаны, питаемые не только терригенным, но еще и вулканогенным материалом, причем относительная роль этих двух источников питания у разных океанов неодинакова.

В табл. 7 сопоставлены площади океанов и их водосборов.

Из цифр явствует, что по мере роста акватории океанов их водосборные площади уменьшаются, а отношение $B : L$ резко падает, становясь у Тихого океана совершенно ничтожным. Это означает, что в ряду от Арктического океана к Тихому поступление на единицу площади дна терригенного материала и растворенного, и взвешенного прогрессивно убывает.

Одновременно питание материалом вулканогенным в том же ряду все возрастает. Мне уже доводилось приводить любопытные подсчеты

Таблица 7

Соотношения площадей ($км^2$) океанов и питающих их водосборов

Океан	Площадь океана (B)	Водосбор океана (L)	$B : L$
Арктический	13 000 000	12 003 000	0,92
Атлантический	93 363 000	28 002 000	0,30
Индийский	84 917 000	7 463 000	0,09
Тихий	179 679 000	6 925 000	0,04

К. Саппера (Sapper, 1927). В Атлантико-Индийской области общее число действующих (с 1500 г.) вулканов 97, а объемы извергнутого ими материала составляют: для лавы 30 $км^3$, для рыхлых продуктов 16—17 $км^3$. Обрамление Тихого океана насчитывает 339 действующих вулканов, которые извергли 10 $км^3$ лавы и 314 $км^3$ рыхлых продуктов.

Во внутренних частях Тихого океана К. Саппер насчитал 14 действующих вулканов, извергнувших 10 $км^3$ лавы и небольшую массу пеплов.

Итак, в ряду от Арктического океана к Тихому постепенное снижение роли терригенного материала в питании океанов сочетается с возрастающим значением материала вулканогенного.

Очень важна и характерна еще и другая закономерность. Если в Арктическом бассейне скорость седиментации в 1000 лет составляет в разных местах от 1,25—1,60 до 4,80 см, то в Атлантическом она падает до 0,85—1,0 см в 1000 лет, а в Тихом измеряется величинами порядка

Таблица 8

Содержание Fe и Mn (% на бескарбонатно-бескремниевое вещество)
в отложениях Тихого океана
По Н. С. Скорняковой (1964)

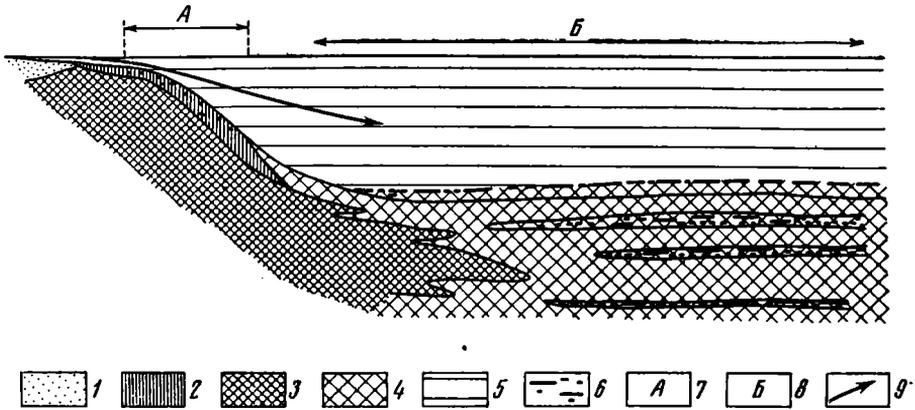
Типы осадков	Fe	Mn	Mn : Fe
Терригенные (околоконтинентальные) отложения:			
пески,	5,8	0,103	0,018
крупные алевриты,	4,86	0,091	0,019
мелкие алевриты,	5,5	0,225	0,041
алевритово-глинистые илы,	5,0	0,33	0,066
глинистые илы	5,2	0,53	0,102
Терригенно-слабокремнистые диатомовые отложения:			
крупные алевриты,	5,3	0,066	0,012
мелкие алевриты,	4,9	0,29	0,043
алевритово-глинистые илы,	4,4	0,43	0,100
глинистые илы	4,5	0,50	0,110
Диатомовые илы	3,47	0,40	0,115
Радиоляриевые илы	4,66	0,54	0,116
Карбонатные (фораминиферовые) отложения:			
пески,	5,63	0,27	0,048
крупные алевриты,	5,22	0,29	0,055
мелкие алевриты,	5,21	0,53	0,102
алевритово-глинистые илы,	5,05	0,68	0,134
глинистые илы	5,7	0,67	0,117
Карбонатные (кораллово-ракушечные, мшанковые и пр.):			
песчано-гравийные осадки	6,68	0,20	0,030
Железо-марганцовисто-карбонатные осадки юго-восточной части океана	18,5	5,89	0,317
Красные глины:			
алевритово-глинистые,	5,29	0,52	0,100
глинистые,	5,64	0,55	0,097
красные глины в целом	5,65	0,67	0,118
Вулканогенные песчано-алевритовые осадки	6,94	0,29	0,042

0,1—0,05 см в ту же тысячу лет (Баранов, Христианова, 1965). Иначе говоря, в сравнении даже с другими океанами, не говоря уже об окраинных морях, Тихий океан отличается исключительно медленной седиментацией.

Все эти специфические черты океанов не могли не сказаться на накоплении в их отложениях Mn и Fe, распределение которых приобретает здесь совершенно специфические и неповторимые черты. Поскольку наиболее ярко они выражены в Тихом океане, то на нем мы прежде всего и остановимся.

В табл. 8 сведены средние величины содержаний железа и марганца в верхнем слое разных типов тихоокеанских отложений.

Рассмотрение этой таблицы вскрывает несколько весьма интересных фактов. Средние содержания Fe и Mn в коричневых отложениях шельфовых морей Карского, Баренцева и Белого то несколько выше, чем в аналогичных им отложениях шельфа и континентального склона Тихого океана, то несколько ниже их, что контролируется, несомненно, локальными условиями прибрежной зоны. Соответственно меняются и величины марганцевого модуля. В пелагических отложениях Тихого океана среднее содержание железа находится в общем на том же уровне, что и в пелагических осадках Арктического океана, т. е. $5,65 \pm (0,2—$

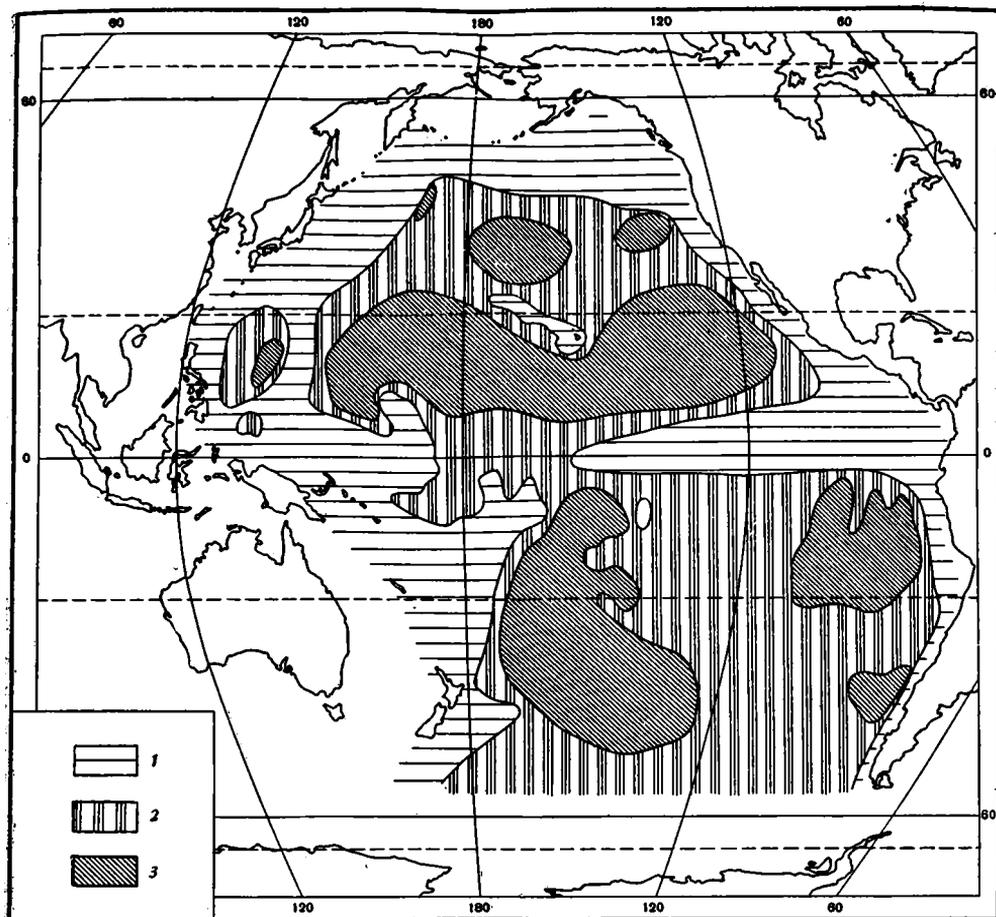


Фиг. 10. Схема распределения железо-марганцевых конкреций на профиле через Тихий океан.

1 — пески и алевриты, 2 — бурая окисленная зона терригенных илов, 3 — восстановительная зона, 4 — пелагические океанские осадки, обогащенные Mn (до 0,67%), 5 — наддонная вода, 6 — Fe—Mn-конкреции, 7 — область конкреций, образованных за счет подтягивания Fe+Mn из восстановительной зоны, 8 — область пелагических конкреций, 9 — вынос остатков гидротермальных растворов в пелагическую зону океанов

0,3%). Средние же содержания марганца в тихоокеанских пелагических осадках по крайней мере в 2—2,5 раза выше, чем в соответствующих арктических илах: 0,50—0,67% против 0,26%. Отсюда средняя величина марганцевого модуля в пелагических тихоокеанских отложениях также в 2—2,5 раза выше, чем в аналогичных арктических: 0,100—0,120 против 0,50 (0,50 — после поправки на железо, см выше). Таким образом, пелагические отложения Тихого океана явно обогащены марганцем сравнительно с пелагическими осадками Арктического бассейна.

В краевых морях Арктического бассейна, да и на самой его площади, как мы знаем, верхняя маломощная коричневая пленка осадков несколько обогащена железом и марганцем; ниже, в серых редуцированных илах, содержания обоих компонентов становятся обычными, кларковыми. На шельфе и континентальном склоне Тихого океана дело обстоит так же, но при переходе на океаническое дно существенно меняется (фиг. 10). Верхний горизонт коричневых и красных илов здесь быстро утолщается до нескольких метров, так что даже длинные трубки не в состоянии его пробить; зона же восстановленных илов уходит вниз, причем в ней исчезают сначала сульфиды, а потом и закисные формы железа и марганца резко убывают. Зона восстановленных илов по направлению к пелагиали Тихого океана постепенно выклинивается: вся толща отложений становится красной, нередуцированной. Это и естественно, так как содержание $C_{орг}$ в красных илах всего 0,2—0,3%, а само органическое вещество, пройдя водную массу толщиной в 4—6 км, приобрело большую стойкость. Содержания Fe и Mn в пелагических осадках Тихого океана уже не показывают того тяготения к верхнему слою, как в его периферической зоне. Они повышены во всей пелагической тихоокеанской толще, показывая лишь ограниченные и незакономерные колебания на разных уровнях иловых колонок. Средние содержания Fe и Mn, вычисленные из многих десятков определений в пелагических колонках, показали близкое сходство со средними величинами их в верхнем слое. Таким образом, мы стоим перед фундаментальным новым фактом: пелагические отложения Тихого океана во всей их толще существенно обогащены марганцем.



Фиг. 11. Распределение железо-марганцевых конкреций на дне Тихого океана (по Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко, 1964)

1 — мало, 2 — много, 3 — рудные

Весьма существенной чертой тихоокеанских пелагических осадков является наличие в них многочисленных железо-марганцевых конкреций. Открытие этих конкреций было сделано, как известно, экспедицией «Челленджера» (1873—1876 гг.), причем в отчете об этой экспедиции (1891) Меррей и Ренар подчеркивали как широкую распространенность этих конкреций, так и обилие их в отдельных точках дна. Однако реальное представление об их развитии было получено лишь в конце 40-х годов текущего столетия, когда резко возросло число глубоководных станций, и, главное, стало применяться подводное фотографирование морского дна. Н. С. Скорнякова и П. Ф. Андрущенко (1964), суммировавшие недавно известный в литературе и добытый экспедициями «Витязя» материал, выделили на карте распространения тихоокеанских конкреций три области (фиг. 11).

Первая отличается малым содержанием конкреций и охватывает периферические районы океана, где распространены главным образом терригенные, терригенно-диатомовые и карбонатные осадки. Единичные встреченные здесь конкреции — мелкие (1—3 см в диаметре), чаще же наблюдаются лишь тонкие пленки окислов железа и марганца на по-

верхности рассеянного в осадках грубозернистого материала разного происхождения. Очень немного конкреций обнаружено также в карбонатных осадках восточной части экваториальной зоны Тихого океана. Другую группу образуют области со значительным количеством конкреций, они охватывают площади развития красной глины, радиоляриевых илов и кое-где глобигериновых илов. Для характеристики распространенности здесь конкреций укажем, что из 46 станций «Витязя» в пределах северо-восточной котловины Тихого океана конкреции были обнаружены в 27. Третья группа конкрециеносных областей может быть названа настоящими рудными зонами. На карте Н. С. Скорняковой показано шесть таких площадей: три в северном полушарии, три в южном. На рудных площадях до 20—50% поверхности дна океана покрыто конкрециями. На некоторых подводных поднятиях концентрация их достигает 80—90%, так что такие участки являются районами почти сплошного распространения железо-марганцевых руд. Вмещающими руды осадками в этих районах являются обычно глубоководные красная глина и радиоляриевые илы.

Железо-марганцевые конкреции залегают, как правило, на самой поверхности дна, не покрываясь илом либо под ничтожной его пленкой, но в общем их скопления характерны для верхних 20—30 см ила. Вместе с тем встречаются случаи нахождения их и в более глубоких горизонтах иловых колонок. Так, в северо-восточной части Тихого океана в 29 рейсе «Витязя» рассеянные конкреции от 1 до 6 см в диаметре были обнаружены до глубины 3 м от поверхности дна. В центральной части Тихого океана в 34 рейсе «Витязя» рассеянные конкреции были встречены до глубины 7,5 м от дна. В трубках же большого диаметра на трех станциях были обнаружены скопления погребенных марганцевых конкреций: на ст. 5112 на глубине 60—100 см от поверхности ила, на ст. 5114 на глубине 130—150 см, на ст. 5139 на горизонте 105—115 см. Можно заключить, следовательно, что в толще пелагических океанических илов железо-марганцевые конкреции располагаются горизонтами в 10—30—40 см мощностью, разделенными прослоями осадков «пустых» либо чрезвычайно мало конкрециеносных. Этот факт имеет большое принципиальное значение. В самом деле, нет никаких оснований ограничивать нахождение конкреционных прослоев только самыми верхними, пробитыми океанографическими трубками, горизонтами пелагических илов. Вполне вероятно, что такие же горизонты существуют в более низких частях океанской толщи, что они характерны даже для всей ее мощности. Мы приходим, таким образом, к представлению, что толща пелагических океанских илов является гигантским скоплением железа и марганца, напоминающим по своей массе джеспилиты докембрия, но иного облика и, вероятно, происхождения.

Характерен химический состав тихоокеанских конкреций (табл. 9). В них количество железа, как правило, существенно уступает количеству марганца. В среднем из 124 анализов конкреций железо составляет 11,97%, т. е. около 2,5 кларков, а марганец 21,56% или 215 кларков; марганцевый модуль—1,76 (Скорнякова, 1964). Но в пространстве эти соотношения существенно меняются. По периферии области развития конкреций менее марганцовистые; железо здесь преобладает над марганцем, а марганцевый модуль значительно <1. В более пелагических участках марганца больше, а железа меньше, чем в среднем, и марганцевый модуль поднимается до 1,97. На площадях же рудных скоплений превалирование марганца над железом достигает максимума, а средний марганцевый модуль поднимается до величин свыше трех. Марганцевые конкреции обогащены, кроме того, рядом малых эле-

Таблица 9

Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана
По Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко (1964)

Элемент	Количество проб	Содержание, вес. %			Элемент	Количество проб	Содержание, вес. %		
		максимум	минимум	среднее			максимум	минимум	среднее
B	54	0,06	0,007	0,029	Co	122	1,52	0,06	0,31
Na	79	4,7	0,46	2,06	Ni	124	1,54	0,036	0,67
Mg	92	2,4	0,42	1,76	Cu	122	1,90	0,01	0,43
Al	124	7,93	0,48	3,27	Zn	81	0,15	0,019	0,071
Si	124	20,26	0,52	8,27	Ga	54	0,003	0,0002	0,001
P	46	0,38	0,031	0,17	Sr	86	0,17	0,02	0,086
K	107	2,41	0,20	0,74	I	54	0,045	0,003	0,016
Ca	124	12,6	0,63	1,98	Zr	54	0,12	0,009	0,063
Sc	54	0,003	0,001	—	Mo	86	0,071	0,006	0,04
Ti	123	2,52	0,06	0,66	Ag	5	0,0006	—	0,0003
V	54	0,11	0,021	0,054	Ba	97	0,98	0,05	0,32
Cr	54	0,007	0,001	—	La	54	0,024	0,0009	0,0161
Mn	124	42,3	1,7	21,06	Ib	54	0,0066	0,0013	0,0031
Fe	124	21,7	0,83	11,97	Pb	90	0,25	0,011	0,10

ментов: кобальтом до 1,52% (среднее 0,31), никелем до 1,64% (среднее 0,67), медью до 1,90% (среднее 0,43), цирконием до 0,12% (среднее 0,063), молибденом до 0,071% (среднее 0,04), барием до 0,98% (среднее 0,32) и др.

Добавим, что пелагические илы Тихого океана, вмещающие конкреции, сами значительно обогащены теми же малыми элементами, которые концентрируются в стяжениях. Содержания этих элементов видны в табл. 10 (нижняя строка).

В генезисе тихоокеанских железо-марганцевых конкреций многие детали еще не достаточно разъяснены, но главные моменты все же можно считать твердо установленными.

Нет никаких сомнений, в том, что пелагические конкреции возникли в диагенезе за счет перераспределения Mn, Fe и сопровождающих их элементов в исходных отложениях; об этом говорят их форма и текстура. Также несомненно, что самый процесс конкрециеобразования был весь медленным, растянутым на десятки тысяч лет и контролировался не органическим веществом, как в мелководных шельфовых илах Баренцева, Карского, Балтийского и других морей, а чисто неорганическими коллоидно-химическими процессами собирательной перекристаллизации, ибо органического вещества в пелагических осадках ничтожно мало и оно очень стойкое, инертное. При этом генерация конкреций марганца сопровождалась интенсивными метасоматическими замещениями пемзовых, пепловых и лавовых кусков, имевшихся в илах; вытесняемые из своих первичных форм элементы породили ряд характерных новых минералов в тихоокеанских илах: монтмориллонит, гидрослюд, цеолиты, барит. Что касается источника марганца и сопровождающих его микроэлементов, то с момента обнаружения «Челленджером» железо-марганцевых конкреций в океанах в литературе непрерывно существовала и никем не оспаривалась идея о связи их с подводным вулканизмом. Мерреем связь эта понималась через гальмиролиз пеплового материала, Гюмбелем же — через высачивание гидротерм и эксгаляции. Из этих двух вариантов вулканогенной гипотезы, выдвинутых еще в прошлом веке, последующее развитие отобрало гюмбелевский вариант, современную форму которому недавно придал Велдеполь. Этой же точки зрения придерживался и автор настоящей статьи

Таблица 10

Средние содержания Fe, Mn и малых элементов в илах водосомов разного типа

Осадки и породы	Fe	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Mo	Ba	Zr	Ga	Sr	La	Sc	Y	
	10 ⁻⁴ %																		
	%																		
I. Мелководные илы (по Веллолю)	4,83	0,085	0,46	130	100	13	53	48	95	20	1	750	160	19	250	92	13	27	
II. Илы Охотского моря (по Э. А. Остроумову и И. Л. Нестеровой)	3,28	0,168	0,27	168	57,8	6	34	35	—	—	1,76	—	—	—	—	—	—	—	
III. Илы Арктического бассейна (по Н. А. Белову и Н. Н. Лапиной)	5,12	0,26	0,70(?)	195(?)	175(?)	45	75	50	243	18	40	700	210	20	100	40	—	17	
IV. Илы Атлантического океана (по Веллолю)	5,74	0,40	0,51	140	86	38	140	130	130	45	9	700	130	21	120	98	13	29	
V. Илы Тихого океана	5,65*	0,67*	0,46	130	78	110	300	400	200	110	46	4000	160	19	200	150	25	150	

* Исправлено по новым данным.

(в работах 1962—1963 гг.), пока не были закончены работы по Охотскому морю и не стали известны данные по геохимии пелагических илов Арктического бассейна, опубликованные в монографии Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной (1961). Учет же этих данных заставляет смотреть на дело существенно иначе.

Сопоставим прежде всего содержания Fe, Mn и малых элементов в мелководных морских илах и в пелагических отложениях Арктического океана (см. табл. 10). Нетрудно видеть, что в то время как преобладающее большинство элементов, а именно 11 из 17, в обоих типах илов находятся практически в одинаковых количествах, 6 показывают явный прирост в океане: Fe — с 4,83 до 5,12%; Mn — с 0,085 до 0,26%; Co — с 13 до 45×10^{-4} %; Ni — с 53 до 75×10^{-4} %; Mo — с 1 до 10×10^{-4} %. Напомню, что Арктический океан питается только за счет терригенного сноса с суши и не получает свежего вулканического материала. Стало быть, увеличение концентраций перечисленных элементов в его пелагических илах происходит не за счет дополнительного вноса материала из вулканических очагов в виде, например, гидротерм, а обусловлено самим механизмом осадочного процесса. Мне неоднократно приходилось указывать, что многие малые элементы в наибольшей степени приурочены к самым тонким — субколлоидным и коллоидным — фракциям поступающей с суши взвеси; а те порции их, какие вносятся в океан в растворенном виде, рано или поздно сорбируются коагулирующей терригенной взвесью и гидроокисями Fe и Mn. В процессе разноса материала в оке-

аническом бассейне эти самые тонкие частицы загоняются, естественно, в пелагические области и, оседая здесь, обогащают илы Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Mo. Этот механизм обогащения микроэлементами пелагических илов был показан ранее на примере Черного моря. Сейчас мы видим его действие в Арктическом бассейне, причем здесь он выступает даже ярче, чем в Черном море.

В Атлантическом океане элементов, усиленно концентрирующихся в пелагических илах, уже не 6, а 8 — Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Mo, причем почти все они находятся в концентрациях более высоких, чем в Арктическом бассейне: Fe — с 5,12 поднимается до 5,74%; Mn — с 0,26 до 0,40%; Ni — с 75 до 140×10^{-4} %; Cu — с 50 до 130×10^{-4} %; Pb — с 18 до 45×10^{-4} %. В тихоокеанских пелагических илах содержания всех перечисленных элементов продолжают расти дальше и притом порой весьма существенно (например, Mn поднимается с 0,40 до 0,67%; Co — с 38 до 110×10^{-4} %; Ni — со 140 до 300×10^{-4} % и т. д.), а кроме того, усиленную концентрацию испытывают четыре новых элемента: Ba, La, Sc, Y. Веддеполь, впервые обративший внимание на этих соотношения в 1960 г., приписал их влиянию гидротерм подводных вулканов, поскольку для Атлантического и особенно Тихого океанов действительно характерно наличие активно действующих вулканических очагов как подводных, так и надводных. Признавая, что в идее Веддеполя есть зерно истины, я считаю все же, что объяснять рост содержаний малых элементов только влиянием вулканов неправильно. В обоих этих бассейнах, кроме гидротерм, несомненно, действует еще и тот самый механизм осадочного процесса, который сдвигает массы микроэлементов в открытое море и обогащает ими пелагические илы даже в случае чисто терригенного питания водоема. При этом нужно иметь в виду, что увеличение размеров океанов, несомненно, увеличивает пелагический сдвиг микроэлементов, приносимых с суши, т. е. терригенных, ибо возрастают вообще возможности дифференциации всех компонентов. Справедливость этого доказывается сопоставлением размещения элементов (в частности Fe, Mn, Ni, Cu, Co, Mo) в отложениях Черного, Охотского морей и Арктического бассейна⁴. Таким образом, богатство тихоокеанских пелагических отложений Fe, Mn и малыми элементами есть результат совместного действия двух разнородных процессов: усиленного заноса в пелагиаль самых тонких субколлоидных и коллоидных фракций терригенного материала и дополнительного выброса в океан ряда элементов гидротермами вулканических очагов. Стало быть, и источник вещества железо-марганцевых конкреций двойкий: терригенный и вулканогенный.

Оценить цифрой значение каждого из них в формировании конкреций пока невозможно. Учитывая общие закономерности распределения элементов в осадках водоема и то, что уже в самом малом — Арктическом — океане концентрации Mn и сопровождающих его элементов существенно повышены, приходится признать, что терригенные компоненты в формировании океанских руд играют достаточно значительную роль.

Для понимания дальнейшего следует обратить внимание еще на одну важную сторону дела. Существует тенденция видеть во влиянии гидротерм на состав пелагических железо-марганцевых конкреций указание на огромность ежегодного вноса в океан гидротермального материала. Согласиться с этим нельзя. Массы эти совсем не так уже велики, а заметное влияние гидротерм на состав илов и конкреций стало возможным только потому, что скорость седиментации океанических илов исчезающе мала: 1—0,5 мм в 1000 лет (см. выше). Иными словами, еже-

⁴ Подробнее этот вопрос будет обсужден в отдельном сообщении.

примером которых являются олигоценовые юга СССР, палеоценовые Восточного Урала, пермские Улутеляка; VI — морские околвулканические вулканогенно-осадочные, седиментационно-диагенетические руды, известные лишь из древности, в современных же осадках не установленные; VII — пелагические океанские, терригенно-вулканогенные, открытые на дне современных океанов в виде железо-марганцевых конкреций.

Обозревая эту таблицу, нельзя не поразиться удивительному разнообразию форм, в каких проявляется накопление марганца. Но раскрывается это разнообразие лишь путем сочетания данных по современному осадконакоплению и по древним толщам. Особенно важен учет современных марганцевых накоплений. В самом деле, не менее трех, а, пожалуй, даже четырех фашиально-генетических типов реально устанавливаются только в современном осадкообразовании и лишь на основании более или менее существенных соображений и данных, так сказать, проецируются в геологическое прошлое; это типы I (?), II, III, VII. Нетрудно понять, какой огромной важности страницы в марганцеворудном процессе были бы пропущены, если бы исследованиями «Челленджера», «Альбатроса», «Витязя» и других не были бы открыты пелагические океанические железо-марганцевые стяжения и обогащенность марганцем красных глубоководных глин. На этом примере еще раз (который уже?) убеждаешься в том, какое действительно фундаментальное значение для теории марганцеворудного (и рудного вообще!) процесса имеет сравнительно-литологический подход к его исследованию и в частности изучение современного осадконакопления.

Очень важно оно еще и потому, что с достоверностью указывает те гидрохимические особенности водоемов, которые благоприятствуют накоплению в их осадках марганца и железа. Оказывается, бассейны эти могут сильно варьировать по солености от совершенно пресноводных (20—70 мг/л солей) до нормально морских (35 000 мг/л солей), но они всегда должны быть очень хорошо аэрированы, изобиловать кислородом во всей массе наддонной воды и одновременно быть щелочными ($\text{pH} > 7,2$). Кроме того, Fe и Mn должны приноситься в них в подавляющей массе в виде минеральных соединений, а не металлоорганических комплексов или соединений с гумусовыми веществами. Важность хорошей аэрации воды и высокого pH демонстрируется не только позитивными примерами (все накапливающие марганец современные бассейны богаты кислородом), но и некоторыми характерными негативными случаями. Так, в Черном море условия кислородного режима ограничиваются только верхними 150—175 м, отвечающими шельфу; глубже, в котловине моря, вода заражена сероводородом. Естественно, что в этой сероводородной зоне нет бурых илов и диагенетическое накопление Fe и Mn в верхней пленке илов отсутствует. Но зато, как показали недавние работы Б. А. Скопинцева (1963), вода сероводородной области Черного моря сама резко обогащена растворимым марганцем (очевидно, в виде сульфида?); его содержание здесь достигает 0,2—0,3 мг/л, т. е. на два с лишним порядка выше, чем в воде нормально-аэрируемых морей и океанов. Общая же масса Mn, растворенного в сероводородной черноморской воде, оценивается величиной в $100 \cdot 10^6$ т, что отвечает крупному марганцевому месторождению.

Аналогичная перемена места концентрирования марганца наблюдается в водоемах с очень низким pH, например в кратерных озерах, куда поступают кислые гидротермы с pH порядка 1—3. Среди таких озер Иошимура в Японии и Рутнер на Яве обнаружили водоемы с очень

высокими концентрациями марганца в воде (до 20 мг/л) при отсутствии накоплений марганца в осадках.

Что же касается гумусовых соединений железа и марганца, то, как это показал Н. И. Семенович (1958), они в силу своей большой устойчивости резко повышают миграционную способность железа и марганца и содействуют их рассеиванию, а не концентрированию в осадках. В проточных озерах гумусовые соединения способствуют транзиту Fe и Mn через всю озерно-речную систему. В морях — их рассеиванию по всей акватории моря, а не локальному концентрированию в прибрежной зоне.

Все эти достоверно установленные особенности современных рудообразующих бассейнов заставляют вносить весьма существенные коррективы в те представления об условиях рудообразования в гумидной триаде, которые были распространены недавно и отчасти сохраняются до сих пор; это особенно касается роли гумусовых соединений в рудном процессе.

Анализ современных накоплений марганца воочию показывает огромную роль в их возникновении диагенетического перераспределения веществ. Ведь все эти накопления либо чисто диагенетические [в северогерманских озерах (тип II) в краевых морях Арктического бассейна (тип III)], либо седиментационно-диагенетические [озерные руды Балтийского щита (тип I) и пелагические руды Тихого океана (тип VII)]. Чисто седиментационных руд марганца в современный момент не возникает. В древние эпохи этот тип существовал в виде оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых руд. Хотя процентное содержание Mn в них обычно невелико (0,2—0,3%), но абсолютные массы этого элемента в месторождениях колоссальны, измеряясь десятками и иногда сотнями миллионов тонн металла. Остальные типы — собственно осадочные руды Mn (тип V) и околосидеритовые (тип VI) — имеют отчетливо выраженный седиментационно-диагенетический характер; в седиментогенезе возникала некоторая, обычно невысокая, рудная концентрация Mn, диагенетическое же его перераспределение формировало настоящую рудную месторождение, каким мы знаем его теперь. При этом сравнительный анализ Никопольского, Чиатурского, Мангышлакского и Лабинского месторождений показывает, что, по-видимому, существует нижний предел седиментационных концентраций Mn, «разрешающий» образование месторождений благодаря диагенетическому перераспределению рудного компонента; он лежит около 1,5—1,8% Mn; при более низких первичных содержаниях диагенез оказывается бессильным создать месторождение. При более высоких — месторождения создавались, но, естественно, с возрастом первичных седиментационных концентраций роль диагенеза в качестве рудообразующего фактора убывала. Принадлежность марганцевых месторождений именно седиментационно-диагенетическому типу резко отделяет их от месторождений железорудных и бокситовых и составляет их специфику в гумидной рудной триаде.

Очень существен, наконец, и еще один вывод, вытекающий из анализа современного рудообразования. По традиции образование руд рассматривается до сих пор как наиболее яркое выражение процессов химической дифференциации элементов. В действительности дело обстоит совсем не так. В рудных озерах исходное, несколько повышенное содержание Fe и Mn в осадках характеризуется одновременно повышенным против кларкового марганцевым модулем: от 0,020 до 0,060. В рудах тех же озер, возникших в диагенезе, марганцевый модуль возрастает до 1—2. В точности то же явление мы видели в отложениях северных морей (Карского и других) при анализе окислительной пленки илов и

подчиненных им железо-марганцевых стяжений. И, наконец, тот же процесс ярко выступает в пелагических илах Тихого океана и его конкрециях. Это может означать только одно: не дифференциацию Fe и Mn в ходе рудогенеза, а их возрастающую интеграцию, смещение при диагенетическом перераспределении рудных компонентов. Можно поэтому сказать, что все, что мы знаем о современных накоплениях Mn и Fe в водоемах, полностью опровергает ставшую традиционной осадочно-дифференционную точку зрения и заставляет искать новые формулировки, ближе отвечающие природным процессам рудонакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. Изд. «Наука», 1964.
- Архангельский А. Д., Копченова Е. В. К познанию химического состава железных руд. Тр. ин-та геол. и минералогии, № 11, 1935.
- Баранов В. И., Христианова Л. А. К вопросу о возрасте осадков Тихого океана. Геохимия, № 3, 1965.
- Безруков Н. Л., Лисицын А. П., Романкевич Е. А., Скорнякова Н. С. Современное осадкообразование в северной части Тихого океана. В сб. «Соврем. осадки океанов и морей». Изд. АН СССР, 1961.
- Веригина К. В. О передвижении и накоплении железа при почвообразовании. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, вып. 4, 1950.
- Гильзен К. К. О сложности осадков грунта глубоких озер (Ладожского и Онежского). Изв. АН СССР, № 18, 1918.
- Гильзен К. К. и Гинзбург И. И. Исследования грунта Онежского озера. Тр. Минералог. музея АН СССР, т. 4, 1930.
- Горшкова Т. И. Химико-минералогическое исследование осадков Баренцева и Белого морей. Тр. Гос. океанограф. ин-та, т. 1, вып. 2—3, 1931.
- Горшкова Т. И. Осадки Карского моря. Тр. Всес. гидробиол. о-ва, вып. VIII, 1957а.
- Горшкова Т. И. Карбонаты и органическое вещество осадков Белого моря. Материалы по компл. изуч. Белого моря, № 1, 1957б.
- Горшкова Т. И. Осадки Рижского залива. Тр. НИИРХ СНХ ЛатвССР, т. III, 1961.
- Ермолаев М. М. О литогенезе пластических глинистых морских осадков. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1948.
- Завалишин А. А. Почвообразование и генезис болотных и озерных руд в таежной зоне севера европейской части СССР. Научн. бюл. Ленингр. ун-та, № 27, 1951.
- Ивлев В. С. Материалы по изучению баланса веществ в озере. Баланс железа. Тр. Лимнол. ст. в Косино, вып. 21, 1937.
- Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда. Материалы для геологии России, т. 7, 1877.
- Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1948.
- Кленова М. В. Геология Баренцева моря. Изд. АН СССР, 1960.
- Копченова Е. В. Озерные и болотные руды Кончозерского и Сегозерского районов. Тр. Ин-та геол. и минералог., вып. 3, 1934.
- Куликов Н. Н. Осадкообразование в Карском море. В сб. «Соврем. осадки океанов и морей». Изд. АН СССР, 1961.
- Нестерова И. Л. Формы миграции элементов в р. Оби. Геохимия, № 3, 1960.
- Пахомова А. С. Марганец в морских осадках. Тр. Гос. океанограф. ин-та, вып. 18, 1951.
- Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах. Геохимия, № 3, 1959.
- Самойлов Я. В. и Титов А. Г. Железо-марганцевые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцева морей. Тр. Геол. и минералог. музея АН СССР, т. III, 1922.
- Семенович Н. И. Лимнологические условия накопления железистых осадков в озерах. Тр. Лабор. озеровед., т. 6, 1958.
- Скопинцев Б. А. Органическое вещество в природных водах (водный гумус). Тр. Гос. океанограф. ин-та, вып. 17 (29), 1950.
- Скопинцев Б. А., Попова Т. П. О накоплении марганца в водах сероводородных бассейнов на примере Черного моря. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 97, 1963.
- Скорнякова Н. С. Донные отложения северо-восточной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 45, 1961.
- Скорнякова Н. С. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана. Литология и полезн. ископ., № 5, 1964.

- Скорнякова Н. С., Зенкевич Н. Л. Распределение железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана. Океанология, т. I, вып. 1, 1961.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф., Фомина Л. С. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана. Океанология, т. II, вып. 2, 1962.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. В. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. Литология и полезн. ископ., № 5, 1964.
- Соколова Е. И. Физико-химическое исследование железорудного оз. Пунус-Ярви. В об. «Очерки по металлогении осадочн. пород». Изд. АН СССР, 1961.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, 1947.
- Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1964.
- Федорова Е. И. Озерное железнакопление в пределах Балтийского щита. В сб. «Накопление вещества в озерах». Изд. «Наука», 1964.
- Федорова Е. И. Характеристика железорудных озер Кольского п-ова, Изд. «Наука», 1964.
- Dietz R. S. Manganese deposits on the northeast Pacific Sea floor Calif. J. Mines and Geol., v. 51, N 3.
- El-Waked S. K. a. Riley J. P. Chemical and mineralogical Studies of the deep sea Sediments. Geochim. et cosmochim. acta, v. 25, No. 2, 1961.
- Goldery E. D. a. Arrhenius G. O. S. Chemistry of pelagis Sediments. Geochim. et cosmochim. acta, v. 26, 1962.
- Goldery E. D. a. Coide. Geochronological Studies of the deep sea Sediments. Geochim. et cosmochim. acta, v. 26, 1962.
- Mero J. D. Minerals on the ocean floor. Scient. Amer. N 6, 1960.
- Mero J. D. Ocean floor manganese nodules. Econ. Geol., v. 57, 1962.
- Murray J. and Renard A. F. Deep-Sea deposits. Rep. on the scient. res. of the voyage of the H. M. S. «Challenger», 1873—1876, 1891.
- Ruttner F. Hydrographische und hydrochemische Beobachtungen auf Java, Sumatra, Bali. Arch. Hydrobiol., Suppl. Band, 1931.
- Sapper K. Vulkankunde, 1927.
- Twenhofel W. Sediments of Tront lake, Wisconsin. Bull. Geol. Soc. America, N 12, pt. 1, 1945.
- Vaasjoku O. Occurence in Finland Symposium sobre yaciments de manganeso. v. V, Europa, Mexico, 1956.
- Wedepohl K. Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantike. Geochim. et cosmochim. acta, v. 18, N 3, 1960.
- Joshimura S. Seasonal variation of iron and manganese in the Water of Takasukanuma, Saitama. Japan J. Geol. and Geogr. № 4, 1931.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
19.IV.1965

**ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА
ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ФРАКЦИЙ ДОННЫХ ОСАДКОВ
ТИХОГО ОКЕАНА**

В. П. ПЕТЕЛИН

1. ЗАДАЧИ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования в области минералогии современных осадков приобретают сейчас все возрастающее значение. Результаты их привлекаются для освещения особенностей современного осадкообразования и являются одной из необходимых основ при построении теории литогенеза (Страхов, 1960—1962, 1963), объясняющей закономерности образования и размещения в пространстве различных комплексов осадочных пород, а также связанных с ними полезных ископаемых. Кроме того, целый ряд аллотигенных и аутигенных минералов морских осадков используются в настоящее время или будут использоваться в будущем для удовлетворения потребностей промышленности и сельского хозяйства.

Минералогические исследования в морях и океанах были начаты в прошлом веке одновременно с изучением донных осадков. Они сводились преимущественно к характеристике качественного состава осадков, природы некоторых аутигенных минералов и в течение длительного времени развивались сравнительно медленно. Положение минералогии донных осадков существенно изменилось совсем недавно. В связи с интенсивным развитием морских и океанологических исследований объем минералогических исследований значительно возрос. Появилось много данных о количественных соотношениях различных минералов в донных осадках, благодаря чему стало возможным освещение их пространственного распространения и проведение минералогического районирования значительных пространств Мирового океана.

В послевоенное время в СССР и за рубежом был выполнен ряд работ, целиком или частично посвященных минералогии донных осадков (Петелин, 1957; Кленова, 1960; Белов и Лапина, 1961; Алексина, 1962; Емельянов, 1964 г.; Лисицын, 1961; Van Baren a. Kiel, 1950; Emery, 1960; Van Andel a. Poole, 1960; Niino a. Emery, 1961; Emery a. Niino, 1963; Pilkey, 1963). Эти работы, особенно советские, в основном касались закономерностей формирования минерального состава осадков морских водоемов. Выяснилось, что наиболее разнообразные аллотигенные минеральные виды песчано-алевритовых фракций приурочены к сравнительно узкой прибрежной зоне. Здесь удалось проследить особенности минеральных комплексов аллотигенного кластического материала, поступающего из различных береговых питающих провинций, и довольно четко определить границы минералогических провинций. Вне прибрежной зоны минеральный комплекс песчано-алевритовых фракций

становится гораздо менее разнообразным, монотонным. Он в значительной мере теряет признаки, которые можно было бы взять за основу при минералогическом районировании. В Охотском море, например, особенности минеральных комплексов обломочного материала из двух резко различных по характеру питающих макропровинций (западной и восточной) почти полностью исчезают на расстоянии 200—220 км от побережий. Это вызвано, по-видимому, тем, что кластический материал, перемещаясь по разным векторам от бережей к центру водоема встречается где-то в пелагической части и смешивается.

На пути распространения обломочного материала того или иного характера до места смешивания можно проследить особенности его минерального состава. Они четкие около побережья, где различается влияние на осадкообразование каждой питающей микропровинции. С удалением от побережья эти особенности постепенно утрачиваются в связи с частичным смешиванием разного по характеру обломочного материала в результате некоторых боковых перемещений. В песчано-алевритовых фракциях, в конце концов, возможно различать обломочный материал лишь из больших регионов или макропровинций, объединяющих несколько питающих микропровинций. В котловине моря, где происходит смешивание минеральных комплексов разных питающих макропровинций, уже нельзя различить и этого.

Если в морском водоеме имеются условия для смешивания кластического материала различных провинций, то ясно, что процесс разноса и сопутствующей ему дифференциации этого материала остается здесь незавершенным. Степень незавершенности определяется, по-видимому, размерами водоема; от них зависит место встречи центростремительно перемещающегося обломочного материала, а также масштабы физических явлений, способствующих разносу последнего.

Для того чтобы получить достаточно полную картину разноса и дифференциации аллотигенного кластического материала, следует, по-видимому, обратить внимание на планомерные минералогические исследования океанических водоемов. Наиболее подходящим для этого является Тихий океан, где перемещаемый от бережей кластический материал может распространяться очень широко. Здесь мы сможем выяснить важные для теории осадкообразования вопросы: 1) расстояния, на которых заметно влияние комплексов береговых пород и наземного вулканизма на минеральный состав песчано-алевритовых фракций донных осадков; 2) особенности этого состава там, где ослабевают темпы поступления в осадки аллотигенного кластического материала; 3) комплекс типичных океанических аутигенных минералов и т. п.

Сведения о минералогии донных осадков Тихого океана имеются в большом списке работ, связанных с комплексными и специализированными его исследованиями. К ним относятся труды, написанные по материалам крупной английской экспедиции на «Челленджере» (Murray a. Renard, 1891), американских — на «Альбатросе» (Agassiz, 1892, 1902, 1906; Townsend, 1900), «Неро» (Flint, 1905) и «Карнеджи» (Revelle, 1944), голландской — на «Снеллиусе» (Neeb, 1943) и шведской — на «Альбатросе» (Arrhenius, 1952; Olausson, 1960). Такие же сведения приводятся в работах Дж. Мюррея, а также Дж. Мюррея и Г. Ли (Murray, 1902, 1906; Murray a. Lee, 1909), обобщивших материалы по донным осадкам главным образом открытых частей океана, собранные в конце прошлого и начале нашего века американскими, английскими и немецкими экспедициями на «Тускароре», «Мирмидоне», «Эджерии», «Пингвине», «Британии», «Уотаутче», «Газели», «Альбатросе», Г. Шотта (Shott, 1935) по географии Тихого океана, Г. Аррениуса (Arrhenius,

1963) и М. Брэмлетта (Bramlette, 1961) по составу его пелагических осадков и т. д. Некоторые работы содержат результаты литологических или минералогических исследований в ограниченных районах, главным образом в краевых зонах Тихого океана (Горшкова, 1952; Bramlette, 1926; Hanzawa, 1928; 1935; Tyler, 1931; Emery a. Shepard, 1945; Niino, 1950; Reed, 1951; Fleming a. Reed, 1951; Reed a. Hornibrook, 1952; Holzman, 1952; Zen, 1959; Emery et al., 1957; Nasu et al., 1960; Emery, 1960; Shepard a. Einsele, 1962 и др.).

Несмотря на кажущееся обилие сведений, они крайне разрозненны, часто не содержат количественных данных и потому не представляют собой надежной основы для характеристики распространения отдельных минералов на больших площадях и выделения минералогических провинций в пределах последних.

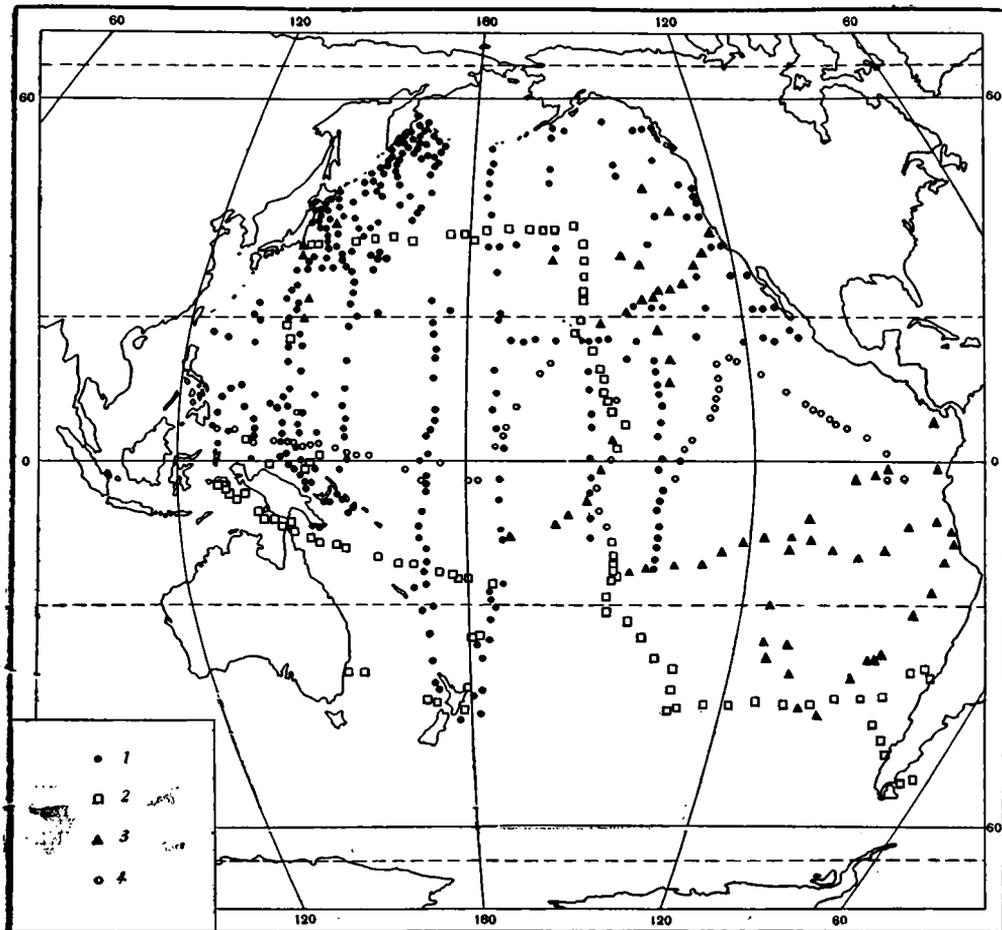
Попытки произвести минералогическое районирование некоторых частей Тихого океана предпринимались рядом исследователей в недавние годы. Так, например, К. Эмери, У. Батчер и Ф. Шепард (Emery, Butcher a. Shepard, 1952) выделили несколько районов в прибрежной зоне около Сан-Диего (Калифорния): осадки их различаются соотношениями кварца, плагиоклаза и калиевых полевых шпатов.

М. Петерсон и Э. Голдберг (Peterson a. Goldberg, 1962) наметили в довольно большом районе южной части Тихого океана ареалы распространения специфических комплексов полевых шпатов, связанных с различными типами вулканизма. И. А. Алексина (1962) установила наличие нескольких минералогических провинций у побережья Камчатки в результате подробного анализа крупноалевритовой фракции из собранных экспедициями на «Витязе» проб донных осадков. Работы такого рода представляют несомненный интерес, но они охватывают сравнительно небольшие, далеко отстоящие друг от друга районы. Кроме того, они не всегда касаются всего разнообразия заключающихся в осадках минеральных видов.

Возможность получить хотя бы приближенную, но единую картину распространения различных минеральных видов и образуемых ими ассоциаций как в отношении прибрежных, так и в открытых частях Тихого океана представилась в связи с обработкой материалов, собранных экспедициями на «Витязе». Изучение донных осадков этими экспедициями проводилось с 1949 по 1956 г. в северо-западной части океана. Результаты минералогических исследований сообщались в работах В. П. Петелина (1957), И. О. Мурдмаа (1961а) и И. А. Алексиной (1962).

В связи с Международным геофизическим годом работы экспедиций на «Витязе» были сосредоточены в юго-западной, северо-восточной и центральной частях Тихого океана. В это же время в тихоокеанском секторе Антарктики и в юго-восточной части Тихого океана были проведены исследования на «Оби» (третий рейс Антарктической экспедиции). Минералогические исследования собранных этой экспедицией проб еще не закончены, и в литературе имеются лишь предварительные данные И. О. Мурдмаа (1961б) о составе песчано-алевритовых фракций из осадков около побережья Антарктики, а также по разрезам от Антарктики до Новой Зеландии, о-ву Пасхи и Побережью Чили. Автор различает два главных минеральных комплекса: антарктический, обогащенный кварцем, калиевыми полевыми шпатами, роговой обманкой, гранатом, слюдами и другими минералами, и тихоокеанский, основными компонентами которого являются вулканические стекла и плагиоклазы.

Пробы донных осадков, полученные экспедициями «Витязя» в период Международного геофизического года (25, 26, 27, 29 рейсы) а также в 1961 г. (34 рейс), были подвергнуты минералогическому изучению в от-



Фиг. 1. Карта станций, материалы, которых были полностью или частично использованы для минералогического районирования Тихого океана
 1 — «Витязь» (1949—1961 гг.); 2 — «Челленджер» (1874—1876 гг.); 3 — «Карнеджи» (1927—1928 гг.),
 «Альбатрос» (1947—1948 гг.)

деле морской геологии Института океанологии АН СССР. Всего был изучен 391 образец крупноалевритовых, а также 167 образцов песчаных (суммарных) и мелкоалевритовых фракций с 392 станций (фиг. 1). Фракции в их натуральном виде (без растворения карбонатов и др.) перед анализом делили на тяжелые и легкие подфракции кадмиевой жидкостью удельного веса 2,7. Из подфракции готовили клееные 3—5% раствором желатина препараты, изучавшиеся иммерсионным методом. В каждом препарате тяжелой или легкой подфракции подсчитывалось 350—400 зерен, и содержание каждого минерального вида вычислялось в процентах от этого количества. Соображения в пользу такой методики при минералогическом изучении морских донных осадков приведены в специальной работе (Петелин, 1961).

По результатам минералогического анализа крупноалевритовой фракции, наиболее богатой минеральными видами и позволяющей проследить особенности кластического материала разных питающих провинций на самых дальних расстояниях от побережий, было составлено 16 карт для минеральных видов, особо интересных и играющих важную

роль в сложении песчано-алевритовых фракций, и проведено минералогическое районирование почти на двух третях площади Тихого океана (без южной части)¹. При составлении карт дополнительно привлечены результаты минералогических исследований ранее проведенных сотрудниками Института океанологии примерно на 200 образцах песчано-алевритовых фракций донных осадков северо-западной части Тихого океана. К сожалению, в очень малой степени для этого удалось использовать зарубежные материалы, в которых либо отсутствуют количественные данные по содержанию минеральных видов в определенных фракциях осадков, либо такие данные относятся к фракциям, отличающимся по размерам от крупноалевритовой.

2. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ФРАКЦИИ

В настоящее время по результатам наших и зарубежных исследований известно около 80 различных минеральных видов, слагающих песчано-алевритовые фракции донных осадков Тихого океана. Их можно разделить на два генетических класса: аллотигенные и аутигенные.

Среди аллотигенных выделяются три группы: терригенные, вулканогенные и космогенные.

К терригенным и вулканогенным относятся обломки пород, выветрелые минеральные зерна, непрозрачные пепловые частицы, магнетит, титаномагнетит, ильменит, гематит, лимонит, вулканические стекла (бесцветное, бурое, зеленое, черное), палагонит, шпинель, гранат, пикотит, кварц, халцедон, кальцит, апатит, турмалин, корунд, циркон, рутил, анатаз, брукит, анальцит, ортоклаз, санидин, плагиоклазы, кордиерит, хризотил, идиингсит, хлорит, мусковит, биотит, зеленая слюда, глауконит, антофиллит, тремолит, актинолит, роговые обманки (обыкновенные и базальтическая), рибекит, глаукофан, энстатит, гиперстен, диопсид, авгит, титанавгит, пижонит, оливин, цоизит, эпидот, ортит, кианит, ставролит, титанит.

Космогенные минералы представлены магнитными и силикатными шариками.

К аутигенным минералам относятся хемогенные и биогенные новообразования. Хемогенные — пирит, зерна гидроокислов железа и марганца, лимонит, палагонит, кальцит, арагонит, доломит, гидрокарбонат кальция (?), филлипсит, глауконит, целестобарит, барит, гипс, коллофан; органогенные минералы — опал (скелеты диатомей, радиолярий, кремнежгутиковых, спикулы губок), кальцит, высокомагнезиальный кальцит и арагонит (скелеты фораминифер, птеропод, остракод, кокколитофорид, кораллов, мшанок, известковых водорослей, моллюсков, иглокожих, ракообразных, отолиты рыб, трубочки червей), коллофан (скелетные остатки рыб).

Из этих минеральных видов существенное или главное значение в сложении песчано-алевритовых фракций имеют обломки пород, выветрелые минеральные зерна и непрозрачные пепловые частицы, обычно объединяемые нами под названием «трудноопределимые зерна», магнетит и титаномагнетит, бурое, бесцветное, и в редких случаях зеленое вулканическое стекло, плагиоклазы, роговые обманки, гиперстен, моноклинные пироксены, эпидот, зерна гидроокислов железа и марганца, филлипсит, органогенные опал, карбонат кальция и коллофан, а в некоторых местах (у побережий Америки, Японии, Новой Зеландии и т. д.) глауконит и кварц.

¹ Предварительные результаты этой работы опубликованы в сообщении В. П. Петелина и И. А. Алексинной (1965).

В приведенной классификации может вызвать удивление объединение в одну группу генетически различных терригенных и вулканогенных минералов. Под терригенными минералами в данном случае подразумеваются минералы, поступающие в донные осадки в результате денудации суши. Как известно, на суше, особенно в областях недавней и современной вулканической деятельности, которыми являются некоторые участки побережья и многие острова Тихого океана, широко развиты отложения пирокластического материала в виде туфогенных горных пород. Минералы, освобождающиеся при разрушении этих пород и поступающие в водоем, являются, по сути дела, терригенными, но в большинстве случаев их невозможно отличить от аналогичных компонентов пирокластического материала, выпадающего при вулканических извержениях непосредственно в воду. Поэтому при изучении донных осадков водоемов, располагающихся в районах современной вулканической деятельности целесообразно не проводить резкой границы между терригенными и вулканогенными минералами.

Могут также показаться не ясными причины нахождения одних и тех же минералов в различных генетических группах, что относится к глаукониту и кальциту. В морских донных осадках обычно четко различается аутигенный и терригенный глауконит. Аутигенный глауконит встречается в виде выполнений раковин современных фораминифер и других органических остатков, пустот в некоторых минеральных зернах, а также зерен типично колломорфного габитуса («мозговидные» зерна с трещинками). Цвет аутигенного глауконита меняется чаще всего от желтого до желтовато-зеленого. Терригенный глауконит представлен хорошо окатанными, обладающими блестящей гладкой поверхностью зернами зеленого или синевато-зеленого цвета. Кристаллическая структура (агрегатная поляризация) у терригенного глауконита в большинстве случаев более ярко выражена, чем у аутигенного глауконита. Сравнительно легко различаются обломки известковых пород, поступающие в осадки с суши, и органогенный (аутигенный) кальцит, представленный целыми и раздробленными скелетами современных морских организмов, обладающими различно выраженными, но характерными структурами. Следует сказать, что современные известковые органогенные компоненты иногда трудно отличить от таких же из древних осадочных пород, но их обычно очень мало в осадках и встречаются они далеко не везде.

Нами не наблюдалось в донных осадках хемогенного кремнезема. Находящийся в списке халцедон представлен обломками каких-то береговых пород. Аутигенный фосфат кальция в осадках находится в виде коллофана, который слагает скелетные остатки рыб и морских млекопитающих. Он ничего общего не имеет с терригенным апатитом, представленным идиоморфными кристаллами и их обломками, часто в той или иной степени окатанными. Такой апатит поступает в осадки с продуктами разрушения осадочных и вулканических пород суши. В качестве продукта разрушения вулканических пород следует рассматривать также неправильные, угловатые зерна анальцима, встречающегося в виде миндалинов в некоторых береговых базальтах.

Картины распределения минералов объединенной терригенно-вулканогенной группы в песчано-алевритовых фракциях донных осадков Тихого океана и Охотского моря в значительной мере сходны (Петелин, 1957). По характеру распределения наиболее важные в количественном отношении минералы можно разделить на четыре категории. В первую входят обломки пород, представляющие собой различные стадии перехода от породы к мономинеральным зернам, устойчивый кварц и обла-

дающие относительно плохой спайностью пироксены. Все они в большинстве случаев имеют значительные первоначальные размеры зерен. Содержание их устойчиво снижается от песка к мелкому алевриту. Во вторую категорию объединяются плагиоклазы, амфиболы и эпидот, обладающие хорошей спайностью и способностью к механическому дроблению, которое облегчается и некоторыми химическими изменениями минералов. Количество их нарастает от крупного песка к крупному и мелкому (плагиоклазы) алевриту. Третья категория минеральных видов представлена непрозрачными пепловыми частицами и различными вулканическими стеклами, которые распределяются по фракциям относительно равномерно. Это обусловлено главным образом изменчивостью крупности выпадающего в воду пирокластического материала. И, наконец, в четвертую категорию входят минералы, занимающие обычно очень ограниченную часть гранулометрического спектра: магнетит, титаномагнетит, гранат, циркон, титанит и другие минералы, концентрирующиеся главным образом в крупноалевритовой и мелкопесчаной фракциях. Эта особенность распределения контролируется их начальными размерами в материнских породах и стойкостью к внешним воздействиям.

Космогенные минеральные виды были обнаружены нами только в мелкоалевритовой фракции, ближе к нижнему пределу ее размеров.

Терригенные, вулканогенные и космогенные минералы, по-видимому, долго сохраняют в осадках свои первоначальные размеры, о чем можно судить по отсутствию заметных изменений в облике и составе минеральных зерен в толще рыхлых донных отложений до глубин более 30 м от дна моря (Охотское и Берингово моря). Несколько иначе обстоит дело с аутигенными минералами. Хемогенные аутигенные минералы возникают в водной среде, на границе вода — осадок или в толще осадков в виде мельчайших кристаллических образований. Эти образования постепенно растут и при благоприятных условиях некоторые из них могут развиваться в довольно крупные кристаллы, агрегаты кристаллов, кристаллические или скрытокристаллические тела. Очень отчетливо признаки роста фиксируются обычно в кристаллах филлипсита, а также в конкрециях гидроокислов железа и марганца. Концентрация хемогенного аутигенного минерала в какой-либо фракции зависит от стадии роста, в которой находятся его зерна в данном осадке, или пределов, до которых они вообще могут расти. Так, филлипсит чаще всего в больших количествах встречается в пелитовых и алевритовых фракциях, но в ряде мест, где особенно низки темпы седиментации и длителен контакт с водой, он накапливается в песчаных фракциях. Размеры конкреций гидроокислов железа и марганца колеблются от тысячных долей миллиметра до 10—5 см, так что их можно встретить в любых фракциях. Глауконит более всего концентрируется во фракциях мелкого, а особенно среднего песка, но местами на материковом склоне встречаются зеленые илы, существенной частью которых является тонкодисперсный глауконит. Целестобарит, по нашим наблюдениям, обилен в мелкоалевритовой фракции, но содержание его значительно снижается в крупноалевритовой фракции, за верхний предел которой он по своим размерам не выходит.

Аутигенные органогенные компоненты представлены в осадках целыми и раздробленными скелетами и скелетными элементами планктонных, пелагических, а также бентических организмов. Первоначальные размеры скелетов и скелетных элементов (известковых, опаловых и фосфатных) могут изменяться в очень широком диапазоне. Особенно справедливо это для известковых скелетных остатков, среди которых можно встретить все градации размеров от 1—20 мк (кокколиты, раб-

долиты) до метра и более (раковины тридакны, дисковидные колонии *Porites*, а также кости рыб и морских млекопитающих). Значительно уже пределы размеров опаловых скелетных элементов — от нескольких сотых долей миллиметра (кремнежгутиковые до нескольких сантиметров (спикулы губок) или, в редких случаях, до 15—20 см (волоконка ножек, глубоководных губок). В отличие от терригенных и вулканогенных, органогенные компоненты подвергаются в целом ряде случаев довольно быстрому разрушению, а иногда и полному уничтожению в водоеме. Они измельчаются в условиях интенсивных движений воды и в процессе питания морских организмов распадаются на элементарные частицы и растворяются в результате химического воздействия морской воды или иловых растворов.

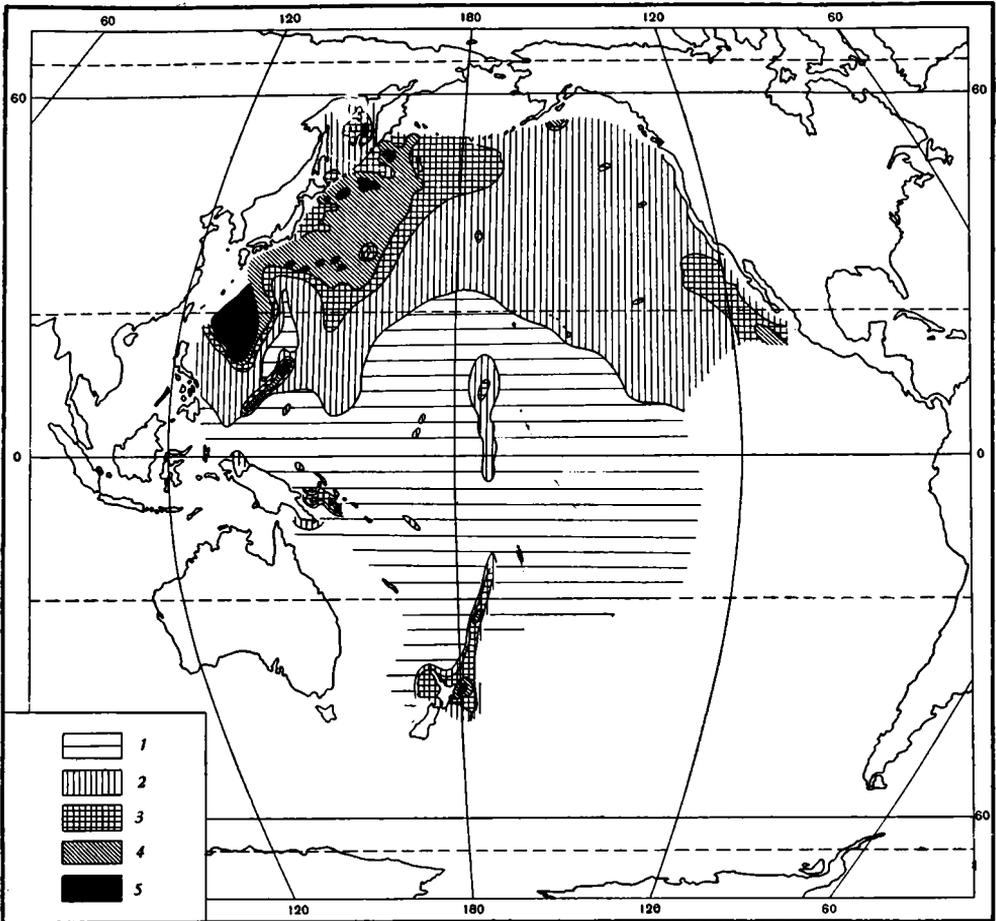
Известковые скелетные остатки встречаются во всех песчано-алевритовых фракциях и количественно распределены по ним довольно равномерно. Следует указать, что кальцитовые остатки накапливаются преимущественно в крупных фракциях, а арагонитовые — в мелких (Mc Kee, Chronis a. Leopold, 1959; Maxwell, Jell a. Mc Kellar, 1964). Опаловые скелетные остатки распределяются по фракциям следующим образом: остатки диатомей (за исключением тропической *Ethmodiscus* гех диаметром панциря до 1,5 мм) — обычны в крупноалевритовой, но в наибольших количествах находятся в мелкоалевритовой фракции, остатки радиолярий более всего концентрируются во фракциях от мелкого песка до мелкого алеврита; спикулы губок тяготеют преимущественно к песчаным фракциям. Обломки костей рыб и морских млекопитающих встречаются во всех песчано-алевритовых фракциях с максимумом в крупном алеврите.

3. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ ПО ДНУ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТИХОГО ОКЕАНА

По характеру распределения на дне Тихого океана, все известные минеральные виды песчано-алевритовых фракций можно разделить на две группы. В первую входят минералы, в максимальных количествах концентрирующиеся в песчано-алевритовых фракциях осадков прибрежной зоны. От берегов к открытым частям океана содержание таких минералов постепенно понижается до долей процента тяжелой или легкой подфракции и даже до нуля. К ним относятся все терригенные минералы и продукты наземного вулканизма, а отчасти, также некоторые органогенные компоненты, имеющие осадкообразующее значение вблизи берегов (в том числе кальцитовые и арагонитовые продукты разрушения коралловых рифов). Размещение минералов этой группы иллюстрируют карты бесцветного вулканического стекла, основных плагиоклазов, рудных минералов, моноклинных пироксенов, кварца и эпидота (см. фиг. 2, 3, 4, 5, 6, 7).

Рассматривая эти карты можно выявить некоторые особенности распределения в осадках отдельных минералов. Бесцветное вулканическое стекло (фиг. 2) является важным компонентом продуктов вулканизма периферической зоны Тихого океана; в его центральных районах оно встречается сравнительно редко. Наибольшие концентрации стекла наблюдаются в осадках около островных дуг и побережья Средней Америки. Причина этого заключается, по-видимому, в интенсивной генерации пирокластического материала в результате высокой эксплозивности вулканов, а также малых размерах суши и объема поступающего с нее терригенного материала.

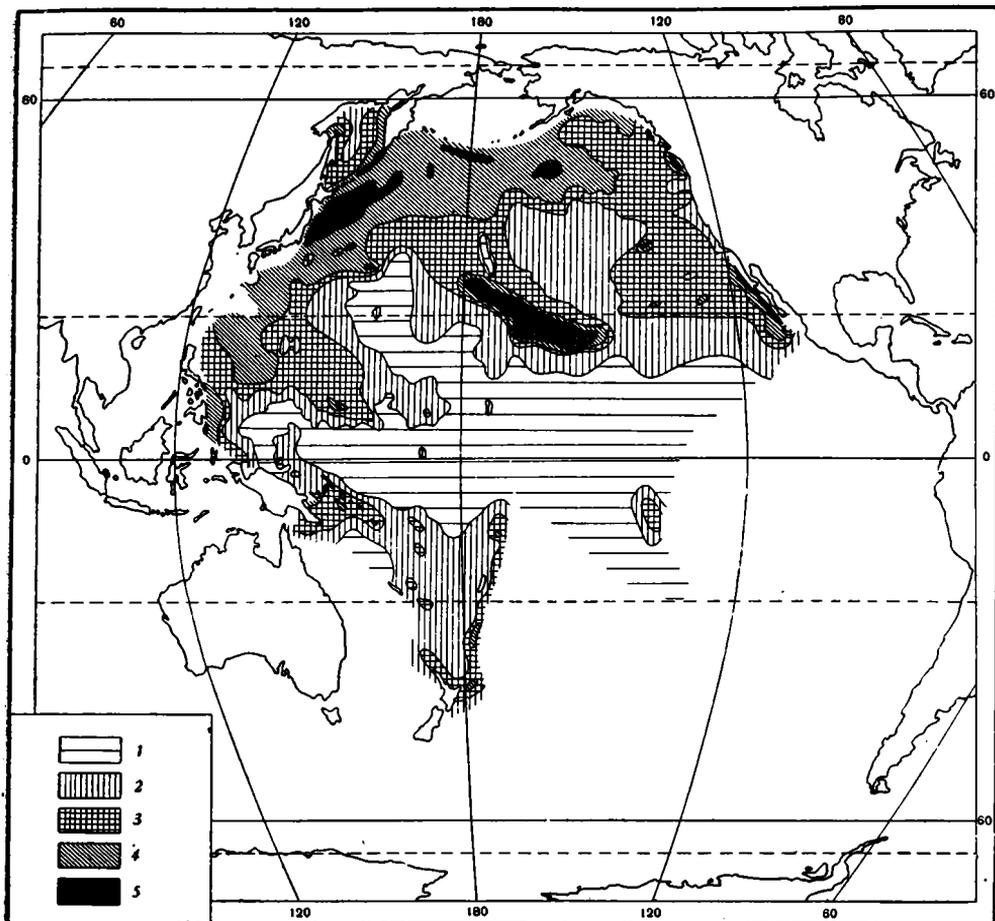
Рудные минералы, плагиоклазы и моноклинные пироксены (фиг. 3, 4, 5) характерны для вулканического материала как периферической



Фиг. 2. Распространение бесцветных вулканических стекол (легкая подфракция, %)
 1—<1; 2—1—10; 3—10—30; 4—30—50; 5—>50

зоны, так и центральной части океана. Они поступают главным образом в составе пирокластического материала в районе островных дуг. В районе Гавайских островов, на которых степень explosивности вулканов гораздо ниже, большое значение имеют терригенные рудные минералы и моноклинные пироксены, поступающие в осадки с продуктами разрушения базальтов. Основные плагиоклазы частично, по-видимому, разрушаются на суше в условиях влажного тропического климата, что влечет за собой относительное обогащение донных осадков цветными минералами. Этими причинами объясняется наличие высоких концентраций цветных минералов в осадках около островных дуг и Гавайских островов. У побережья Северной Америки роль терригенного материала в сложении донных осадков еще больше возрастает. В составе его видное место занимают рудные минералы и моноклинные пироксены, получающиеся главным образом за счет разрушения базальтов северо-западной части материка. Наряду с ними в повышенных количествах концентрируются кварц и эпидот (фиг. 6, 7) — продукты разрушения кислых интрузивных и некоторых осадочных пород.

Во второй группе объединяются минеральные виды, в значительных или подавляющих количествах наблюдающиеся в песчано-алевритовых

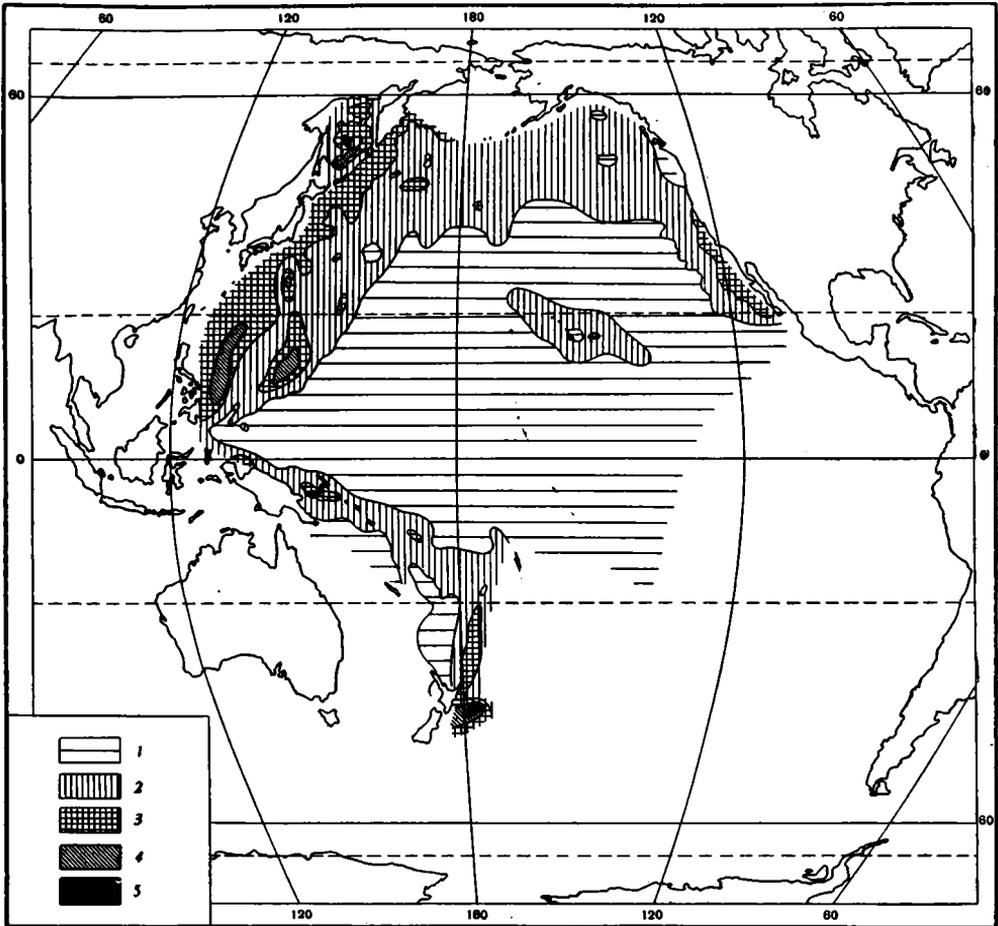


Фиг. 3. Распространение магнетита+титаномагнетита+ильменита (тяжелая подфракция, %)
 1—<1; 2—1—; 3—5—10; 4—10—20; 5—>20

фракциях пелагических осадков. Их концентрации возрастают по мере удаления в наиболее открытые части океана, где скорости седиментации имеют минимальные значения. К ним относятся некоторые хемогенные аутигенные минералы, в частности филлипсит, распространение которого показано на фиг. 8, имеющий осадкообразующее значение в пелагической области.

Таким образом, в песчано-алевритовых фракциях осадков Тихого океана содержание одних минералов уменьшается, а других возрастает по мере снижения темпов седиментации. Эти группы минералов характерны для двух резко различающихся океанических областей — прибрежной и пелагической.

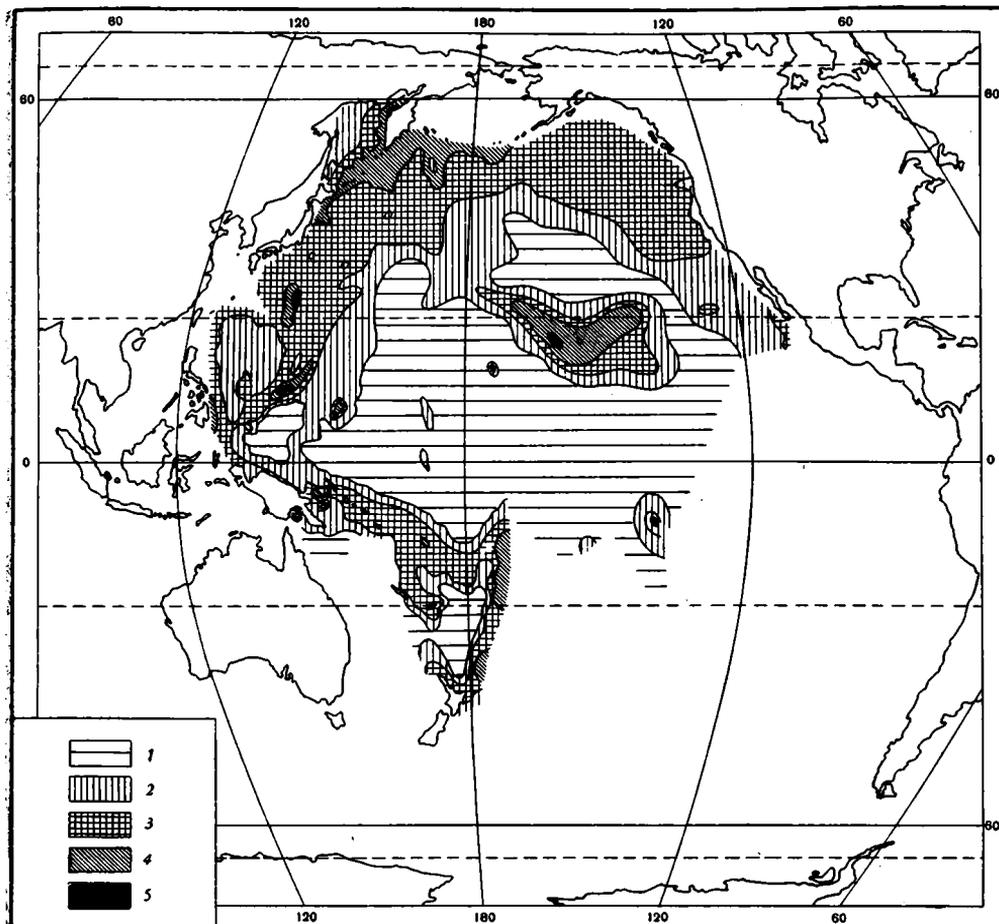
Разбирая вопрос об основных типах пляжевых концентратов тяжелых минералов, мы выделили три главных комплекса горных пород на побережьях и островах Тихого океана (Петелин, 1964). В первый комплекс входят: 1) доэрические магматические породы, среди которых главное значение имеют кислые (граниты), а меньшее — средние (диориты): основные (габбро) и ультраосновные (пироксениты, перидотиты) интрузии; 2) древние метаморфические породы; 3) осадочные породы и рыхлые отложения, возникшие за счет разрушения первого и вто-



Фиг. 4. Распространение основных плагиоклазов (тяжелая подфракция, %)
 1—<10; 2—10—20; 3—20—30; 4—30—40; 5—>40

рого комплекса пород. Этот чрезвычайно пестрый и сложный комплекс развит на материках и невулканических («континентальных») островах краевой части океана. Его можно, по-видимому, назвать континентальным. При разрушении этого комплекса возникает наиболее разнообразный в минеральном отношении кластический материал. В составе его находятся обломки пород, выветрелые зерна, кварц, калиевые полевые шпаты и плагиоклазы, ильменит, магнетит, титаномагнетит, лейкоксен, гранат, минералы группы эпидота, амфиболы, пироксены, слюды, хромит, рутил, циркон, монацит, апатит, шпинель, ставролит, дистен, силлиманит, андалузит, титанит, турмалин, касситерит, вольфрамит, танталит, колумбит, ксенотим, алланит, торит, золото, платина и др.

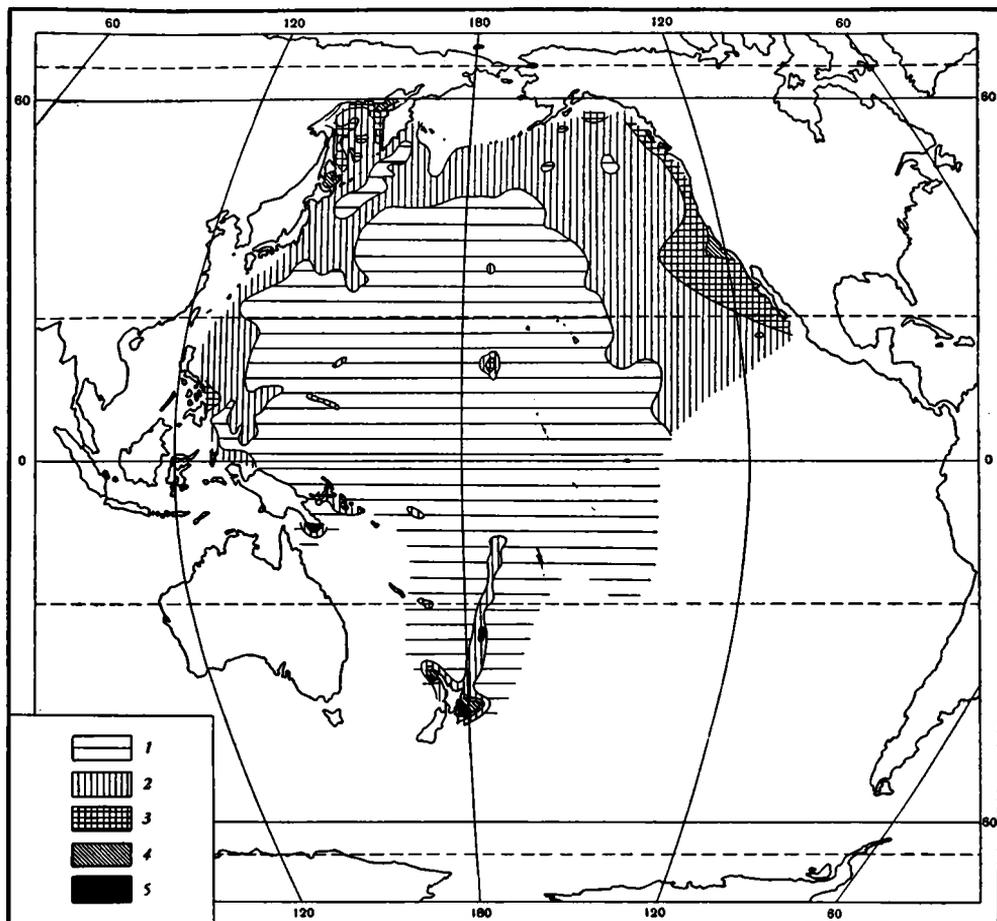
Второй комплекс является исключительно вулканическим и представлен продуктами третичного, четвертичного и современного вулканизма — породами и пирокластическим материалом серии толеитового базальта (базальты, андезит-базальты, пироксеновые и роговообманковые андезиты, дациты, риолиты). Среди них преобладают производные андезитовой лавы. Это характерный для геосинклинальных областей комплекс, ареал распространения которого в районе Тихого океана (окраинные части материков, островные дуги) получил название анде-



Фиг. 5. Распространение моноклинных пироксенов (тяжелая подфракция, %)
 1—<1; 2—1—5; 3—5—10; 4—10—20; 5—>20

зитовой зоны, соответствующей краевой тихоокеанской петрографической провинции. В комплексе большое значение имеют кластические вулканические породы и рыхлый пирокластический материал, поскольку андезитовый вулканизм характеризуется высокой эксплозивностью. В пирокластическом материале и продуктах разрушения пород андезитового вулканизма главным компонентом являются обломки пород, непрозрачные пепловые частицы, бесцветные и бурые вулканические стекла, плагиоклазы, магнетит, титаномagnetит, ромбические и моноклинные пироксены и роговые обманки.

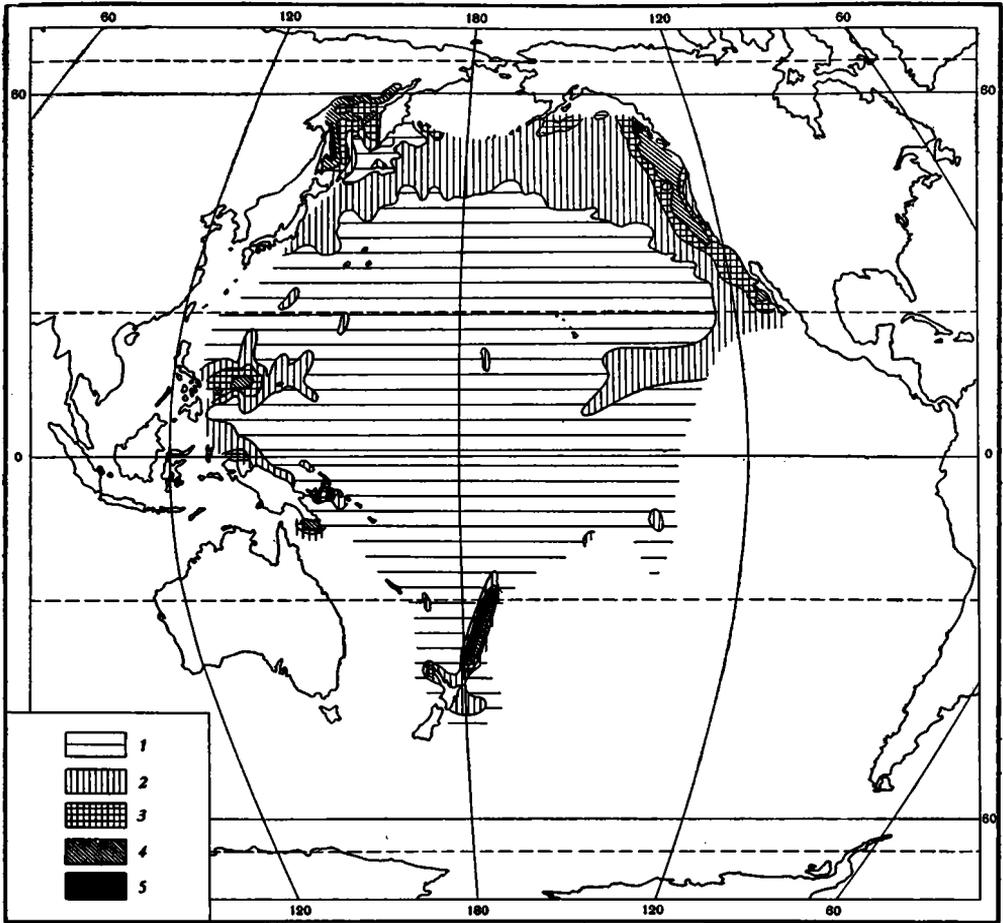
Третий комплекс, также вулканический, объединяет породы серии оливинового базальта и соответствующий им по составу пирокластический материал. Последний в этом комплексе играет резко подчиненную роль, так как проявления оливино-базальтового вулканизма выражаются в основном в виде спокойных излияний лав. Главными и наиболее широко распространенными породами комплекса являются оливиновые базальты, базальты, пикрит-базальты океанитового и анкармитового типов и андезиновые андезиты (Macdonald, 1949). В меньшей степени распространены трахиты, пикрит-базальты мимозитового типа, лимбургитовые базальты, базаниты, мончикиты, нефелиновые базальты, оли-



Фиг. 6. Распространение кварца (легкая подфракция, %)
 1—<1; 2—1—5; 3—5—10; 4—10—20; 5—>20

гоклазовые андезиты, фонолиты, интрузии таббро и т. д. Эти породы слагают вулканические острова центральной части Тихого океана (центральная тихоокеанская петрографическая провинция). Продукты разрушения и пирокластический материал островов центральной части Тихого океана представлены главным образом обломками пород, непрозрачными пепловыми частицами, бурыми вулканическими стеклами, титаноматнетитом, плагиоклазами, моноклинными пироксенами и оливином.

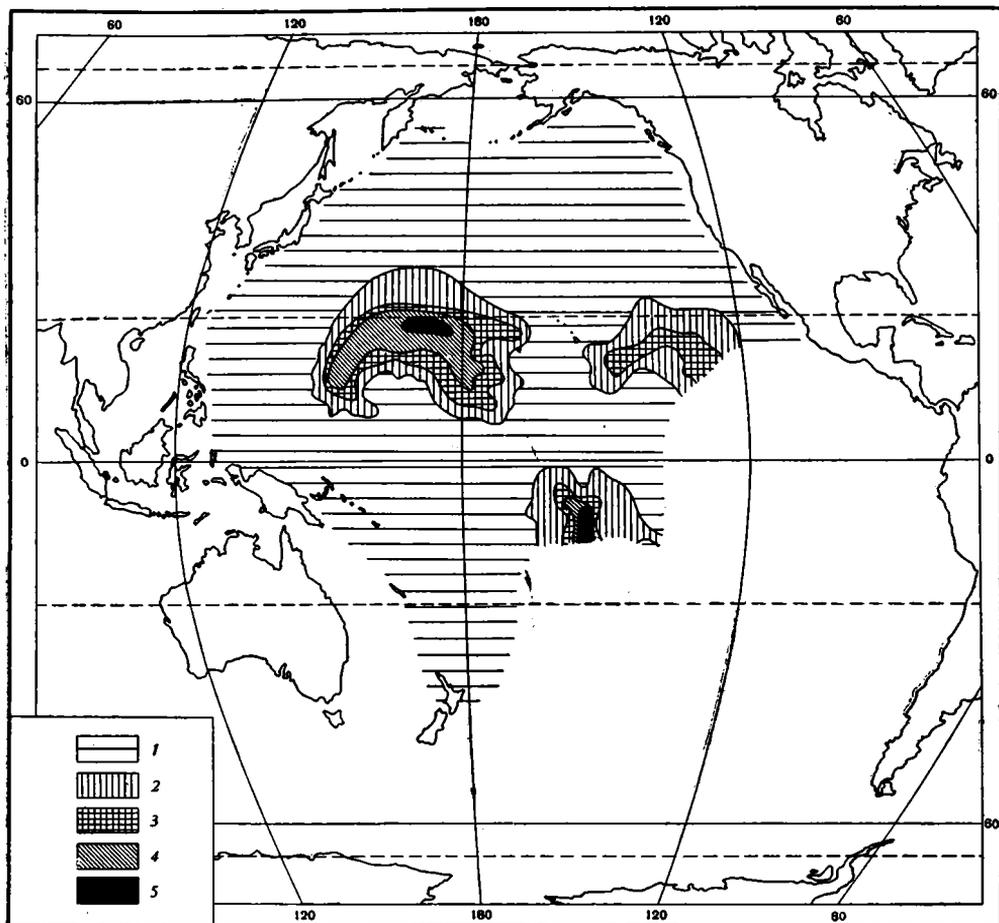
С материковых побережий, континентальных островов и островных дуг в Тихий океан поступают продукты разрушения пород континентального комплекса и пород серии толеитового базальта (геосинклинальный андезитовый вулканизм), а также соответствующий последним по составу пирокластический материал. Такой смешанный обломочный материал играет большую или преимущественную роль в сложении песчано-алевритовых фракций осадков краевой части океана на западе, севере и востоке (периферия андезитовой зоны) и характеризуется большим разнообразием заключенных в нем минералов. В самых больших количествах здесь встречаются обломки пород и непрозрачные пепловые частицы, бесцветные и бурые вулканические стекла, рудные



Фиг. 7. Распространение минералов группы эпидота (тяжелая подфракция, %) 1—<1; 2—1—3; 3—3—5; 4—5—10; 5—>10

минералы, плагиоклазы, роговые обманки, ромбические и моноклинные пироксены, минералы группы эпидота, местами глауконит, кварц и др. Обычными здесь являются такие минералы как гранат, апатит, турмалин, циркон, рутил, слюды и др., но они составляют в большинстве случаев очень небольшую часть песчано-алевритовых фракций, поскольку большинство проб осадков собиралось на значительном удалении от берегов. Местами, особенно в областях низких широт, в этом комплексе в значительных количествах находится органогенный карбонат кальция, а в высоких широтах — органогенный опал. В некоторых районах (около Японии, Курильских островов, Калифорнии) значительное место в минеральном комплексе занимает аутигенный глауконит, а на участках с восстановительными условиями в нем появляется аутигенный пирит.

Район распространения такого минерального комплекса можно, по-видимому, выделить в качестве минералогической макропровинции андезитовой зоны (фиг. 9). Эта провинция протягивается в западной части океана от Новой Зеландии до Камчатки, на севере — вдоль Алеутских островов, и на востоке — от Аляски до Южной Америки и, вероятно,



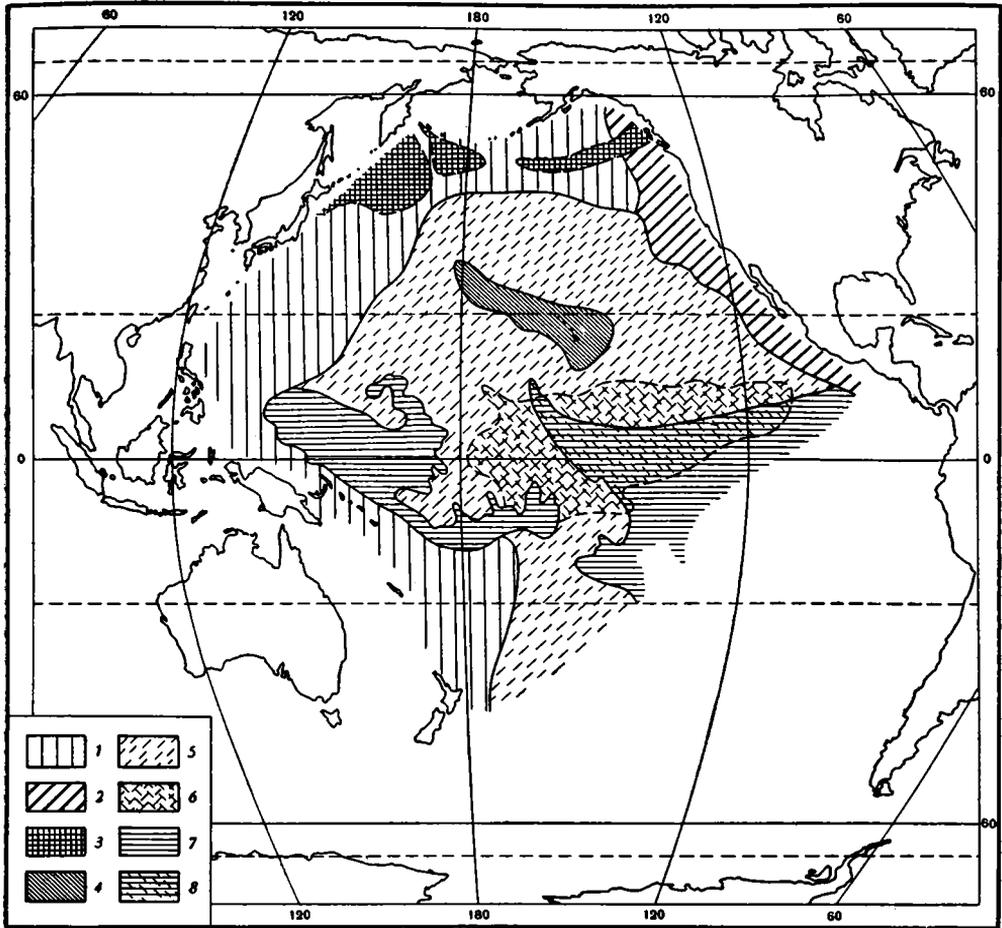
Фиг. 8. Распространение филлипсита (%)

1 — 1; 2 — 1—10; 3 — 10—20; 4 — 20—40; 5 — >40

продолжается далее на юг до пролива Дрейка, но отсутствие данных не позволяет изобразить ее полностью. Она захватывает все современные геосинклинальные зоны Тихого океана. Минеральный комплекс осадков андезитовой зоны по составу терригенно-вулканогенных и аутигенных минералов в значительной мере близок к осадкам краевых морей Тихого океана.

Терригенно-вулканогенные минеральные виды крупноалевритовой фракции из андезитовой зоны в заметных количествах обнаруживаются на расстояниях до 1500—2700 км от берегов материков и островных дуг. В соответствии с этим ширина выделяемой нами минералогической провинции андезитовой зоны достигает местами 2200 км.

В имеющемся материале удастся установить некоторую разницу между западной и северной частями провинции, с одной стороны, и восточной ее частью — с другой. На западе и севере обломочный материал континентального комплекса пород в значительной мере оседает в краевых морях, отделенных от океана островными дугами. Поэтому в песчано-алевритовых фракциях океанических осадков здесь чаще всего наблюдается преобладание продуктов андезитового вулканизма, поступающих с выдвинутых в океан островных дуг. На востоке пояс андезитового



Фиг. 9. Минералогические провинции

Провинция андезитовой зоны: 1 — западная, 2 — восточная, 3 — подпровинция слабокремнистых диатомовых илов; 4 — гавайская провинция; центральная провинция, подпровинции: 5 — красных глубоководных глин, 6 — слабокремнистых радиоляриевых илов, 7 — слабокремнистых известковых илов, 8 — известковых илов

вулканизма располагается на материке среди пород континентального комплекса. В результате этого в песчано-алевритовых фракциях осадков восточной части провинции андезитовой зоны имеется значительная примесь соответствующих континентальному комплексу минералов.

Следовательно, минералогическую провинцию андезитовой зоны можно, по-видимому, разделить на две подпровинции: западную и восточную. Минеральные комплексы этих подпровинций качественно сходны. Однако на западе (включая район около Алеутских островов) по сравнению с востоком в тяжелой подфракции крупного алеврита в среднем больше трудноопределимых зерен (33,6 и 25,4%), моноклинных (9,3 и 4,2%) и ромбических пироксенов (3,2 и 0,5%), основных плагиоклазов (17,2 и 12,4%), а в легкой подфракции — трудноопределимых зерен (31,4 и 23,4%), бурых и бесцветных вулканических стекол (26,9 и 10,9%). В группе трудноопределимых зерен из осадков западной подпровинции обычно значительно преобладают одни непрозрачные пепловые частицы. На востоке же 35—40% в этой группе состав-

ляют обломки пород и выветрелые минеральные зерна. Кроме того, в осадках восточной подпровинции больше амфиболов, минералов группы эпидота, кварца, кислых плагиоклазов, чаще встречаются циркон, рутил, турмалин, гранат и т. п.

В северной части минералогической провинции андезитовой зоны выделяется участок сильного разбавления терригенно-вулканогенного материала органогенным опалом главным образом в виде раковин диатомей и отчасти радиоларий. Содержание их иногда достигает 50% легкой подфракции крупного и 70—80% мелкого алеврита. Эта область соответствует северному поясу слабокремнистых диатомовых илов. Таковую область, очевидно, целесообразно выделить в качестве третьей подпровинции — подпровинции слабокремнистых диатомовых илов.

С вулканических островов центральной части Тихого океана в океан поступают продукты разрушения пород серии оливинового базальта и аналогичный им по составу пирокластический материал. Об особенностях терригенно-вулканогенного материала центральной петрографической провинции можно в известной мере судить по минеральному комплексу песчано-алевритовых фракций осадков на периферии Гавайских островов. Область распространения такого комплекса можно назвать гавайской минералогической провинцией.

Отличительной чертой пород центральной петрографической провинции является почти полное отсутствие в них роговых обманок, биотита и ромбических пироксенов (Barth, 1931). Кроме того, моноклинный пироксен в этих породах довольно часто представлен пижонитом, а авгит в значительной мере является титансодержащим. Это отражается на составе минерального комплекса песчано-алевритовых фракций. В них почти нет роговых обманок, гиперстена, слюд, а моноклинный пироксен довольно часто встречается в виде пижонита (главным образом в мелкоалевритовой фракции) и титанавгита.

Главная роль в минеральном комплексе песчано-алевритовых фракций принадлежит пепловым частицам (в среднем около 36% тяжелой и легкой подфракции крупного алеврита), плагиоклазам (в среднем 14,8% тяжелой и 33,5% легкой подфракции крупного алеврита), титаномagnetиту (в среднем 19,6% тяжелой подфракции крупного алеврита), моноклинным пироксенам (в среднем 17,1% тяжелой подфракции крупного алеврита) и бурым вулканическим стеклам. Местами в песчано-алевритовых фракциях встречается довольно много органогенного кальцита, в небольших количествах находится органогенный опал. Интересно, что здесь почти нет оливина, обильного в береговых песках. По-видимому, поступающий с берегов оливин почти полностью разрушается в волноприбойной зоне (химическое выветривание в тропическом климате и дробление) и не попадает в океанические осадки. Поэтому можно предположить, что находимый в осадках оливин заносится в океан главным образом в составе пирокластического материала. В прибрежной зоне, по-видимому, в значительной степени разрушаются (как и оливин) основные плагиоклазы — один из главных компонентов гавайских пород. В песчано-алевритовых фракциях содержание их очень мало. В тропических районах западной части андезитовой зоны, где породы более кислые, но в осадках обилён пирокластический материал, основных плагиоклазов гораздо больше, чем в гавайской провинции (см. фиг. 3). Другой особенностью гавайского минерального комплекса является отсутствие аутигенного глауконита и иной, чем в провинции андезитовой зоны, характер титаномagnetита. В последнем довольно мало ванадия и повышено содержание титана, в то время как в титаномagnetите андезитовой зоны много ванадия, но меньше титана.

Минералогические провинции, подобные гавайской, должны располагаться вокруг каждого острова или группы островов, на которых развиты породы гавайского комплекса.

По нашим данным, минералогическая провинция, сходная с гавайской, намечается у Маркизских островов. Она характеризуется примерно тем же минеральным комплексом, но терригенно-вулканогенные компоненты в нем значительно подавлены органогенным кальцитом. Выделить эту провинцию полностью пока нет возможности из-за недостатка материалов.

Отдельные терригенно-вулканогенные минеральные виды крупноалевритовой фракции осадков из района Гавайских островов в заметных количествах встречаются на расстояниях до 1000 км от берегов, но большинство их сосредоточивается в зоне в несколько сот километров шириной. Поэтому ширина гавайской минералогической провинции (в одном направлении от островов) не превышает 500—600 км.

За пределами минералогических провинций андезитовой зоны и гавайской располагается обширная центральная минералогическая макропровинция. Часть ее минерального комплекса состоит, главным образом, из вулканогенных минеральных видов (вулканические стекла, плагиоклазы), а также органогенных опала, карбоната кальция и коллофана. В литературе указывается на обогащение кварцем (зерна 3—50 микронов) пелагических осадков Тихого океана вдоль широты 30 с. ш. (Rex a. Goldberg, 1958). По данным рентгеноскопического анализа, содержание его достигает 20—40% бескарбонатного осадка. Кварц переносится, как предполагают американские геологи, струйными потоками в тропосфере из пустынных материковых областей. Нами отмечено необычайно высокое содержание кварца (до 15—20% легкой подфракции) в мелком алеврите красной глубоководной глины в точке с координатами 28°48'6 с. ш. и 154°02'0 в. д. На широте около 25° в этом же районе его в три раза меньше. Другая, очень характерная для этого комплекса часть представлена типичными океаническими аутигенными минералами, к которым относятся зерна гидроокислов железа и марганца (с высоким содержанием марганца в отличие от морских аутигенных образований такого рода) и филлипсита. Местами в нее входит также целестобарит. Кроме того, значительную роль в сложении песчано-алевритовых фракций в большинстве случаев здесь играет органогенный коллофан (обломки костей и зубы рыб). Эти особенности минерального комплекса свойственны всей территории центральной минералогической макропровинции, но выражены различно в отдельных ее частях.

В пределах центральной минералогической макропровинции различаются три основных типа пелагических осадков: красные глубоководные глины, слабокремнистые радиоляриевые илы и известковые илы. Кроме того, в зоне, переходной от радиоляриевых илов к известковым, находятся известковые слабокремнистые илы. Каждому из этих типов осадков соответствует несколько измененный в количественном отношении вариант минерального комплекса центральной макропровинции. В соответствии с этим в центральной минералогической макропровинции можно выделить подпровинции красных глубоководных глин, слабокремнистых радиоляриевых илов, слабокремнистых известковых илов и известковых илов.

Минеральный комплекс песчано-алевритовых фракций подпровинции красных глубоководных глин представлен в значительной степени минералами терригенно-вулканогенной группы (трудно определяемые зерна, вулканические стекла, плагиоклазы, моноклинные пироксены и т. д.). Но во многих местах эти минералы подавляются зернами гидроокислов

железа и марганца, филлипситом и органогенным коллофаном. Среднее содержание последних для всей подпровинции равно: железо-марганцевых зерен 9% (максимально до 36%) тяжелой подфракции, филлипсита 16,7% (максимально до 96%) легкой подфракции и органогенного коллофана 31,8% (максимально до 76%) тяжелой подфракции крупного алеврита. Кроме того, в песчано-алевритовых фракциях довольно много (в среднем 15,7% легкой подфракции крупного алеврита) органогенного опала и мало органогенного кальцита; в алевритовых фракциях довольно часто встречаются космогенные компоненты.

В минеральном комплексе песчано-алевритовых фракций слабокремнистых радиоляриевых илов содержание минералов терригенно-вулканогенной группы значительно снижается; последние подавляются органогенным опалом, составляющим в среднем для всей подпровинции 64,9% легкой подфракции крупного алеврита. Вместе с тем мало меняется содержание железо-марганцевых зерен (в среднем 10,7% тяжелой подфракции крупного алеврита), довольно резко возрастает содержание органогенного коллофана (в среднем 68,3%, максимально 89% тяжелой подфракции крупного алеврита); а количество филлипсита убывает чуть ли не в двадцать раз. Космогенные компоненты обычны, но не так часты, как в красных глубоководных глинах.

Местами в области распространения слабокремнистых радиоляриевых илов отмечается наличие аутигенного целестобарита. Последний, по нашим данным, образуется на границе между радиоляриевыми и известковыми пелагическими илами и составляет от нескольких десятых до 7% тяжелой подфракции крупного алеврита.

Минеральные комплексы песчано-алевритовых фракций слабокремнистых известковых и известковых илов похожи друг на друга тем, что в них очень мало (еще меньше, чем в минеральном комплексе радиоляриевых илов) минералов терригенно-вулканогенной группы, железо-марганцевых зерен и филлипсита, резко снижено содержание органогенного коллофана и редко обнаруживаются космогенные компоненты. Они в большой степени подавлены органогенным кальцитом, который слагает в большинстве случаев около 90% тяжелой и легкой подфракции крупного алеврита. Основой для различения комплексов является то, что в слабокремнистых известковых илах повышено содержание органогенного опала (в среднем 9,2 против 0,6% легкой подфракции крупного алеврита) и снижено содержание органогенного коллофана (в среднем 2,9 против 8,1% тяжелой подфракции крупного алеврита).

4. О СПЕЦИФИКЕ НАКОПЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В ОКЕАНИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ

Проведенные исследования минералогии песчано-алевритовых фракций вскрывают ряд особенностей формирования минералогического состава донных осадков Тихого океана — огромного конечного водоема стока, в котором кластический материал побережий может распространяться крайне далеко, за пределами же зон интенсивного поступления его располагаются обширные пространства, характеризующиеся самыми малыми на поверхности земного шара темпами седиментации. При анализе этих особенностей обнаруживаются некоторые черты, являющиеся, с одной стороны, почти общими для краевых морей и океана, а с другой — типичными только для океана.

Минеральный комплекс песчано-алевритовых фракций осадков краевых морей образуется главным образом за счет продуктов разрушения

континентальных пород, пирокластического материала и продуктов разрушения пород, возникающих в процессе андезитового вулканизма, а также органогенных карбоната кальция и опала. Из аутигенных хемогенных минералов в нем обычны пирит и глауконит. Такой минеральный комплекс во многом сходен с минеральным комплексом песчано-алевритовых фракций осадков почти циркумпацифической минералогической макропровинции андезитовой зоны. Но минеральный комплекс песчано-алевритовых фракций осадков краевых морей резко отличается от такового для осадков периферии вулканических островов центральной части Тихого океана (гавайская минералогическая провинция). Это обусловлено особенностями состава продуктов океанического оливино-базальтового вулканизма, которые не встречаются в андезитовой зоне. Кроме того, в центральной части Тихого океана, по нашим наблюдениям, не происходит аутигенного глауконитообразования.

В краевых морях (главным образом на примере Охотского моря) особенности терригенно-вулканогенного кластического материала, поступающего в осадки из различных питающих макропровинций, можно проследить лишь на расстояниях первых сот километров (200—300 км) от побережий. В Тихом океане терригенно-вулканогенный материал размерности крупного алеврита из разных питающих макропровинций прослеживается в заметных количествах на расстояниях почти до 2200 км от побережий материков (минералогическая провинция андезитовой зоны) и почти до 1000 км — от побережий островов (гавайская минералогическая провинция).

Отсюда можно сделать вывод о том, что ширина зон, в пределах которых различается специфика кластического материала, поступающего из различных питающих провинций на суше, прямо пропорциональна размерам конечного водоема стока. Эти размеры определяют дальность перемещения кластического материала в одном направлении, без смешения с противоположно перемещающимся материалом другого состава, и масштабы физических процессов, способствующих такому перемещению. На ширину таких зон влияет также интенсивность поступления кластического материала из той или иной питающей провинции, что видно на примере сравнения минералогических провинций гавайской и андезитовой зон.

В песчано-алевритовых фракциях осадков пелагических частей краевых морей обнаруживаются терригенно-вулканогенные минеральные виды (главным образом обломки пород, непрозрачные пепловые частицы, вулканические стекла, плагиоклазы), в значительной мере разбавленные органогенными опалом и карбонатом кальция. Эти частицы перемещены сюда движениями воды и эоловым путем; накопление их протекает с относительно высокими скоростями. В пелагической части Тихого океана (центральная минералогическая макропровинция) встречаются главным образом вулканогенные минеральные виды (вулканические стекла, плагиоклазы), распространяющиеся преимущественно эоловым путем. Встречается также терригенный кварц, повышенные концентрации которого приурочены к двум широтным полосам, соответствующим положению струйных потоков в тропосфере. Эти минералы разбавлены, а на больших пространствах совершенно подавляются органогенными опалом, карбонатом кальция и коллофаном, а также некоторыми аутигенными хемогенными минеральными видами, возникновение которых возможно лишь в условиях крайне замедленных темпов седиментации. К таковым относятся зерна гидроокислов железа и марганца с высоким содержанием марганца и филлипсит. Они вместе с целестобаритом и космогенными частицами являются характерными

минеральными видами осадков пелагической области океана и одним из основных признаков для отличия их от пелагических осадков краевых морей.

В заключение автор считает своим долгом выразить большую благодарность И. А. Алексиной, принимавшей участие в обработке материалов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексина И. А. Минералогия крупноалевритовой фракции донных осадков Кроноцкого и Авачинского заливов. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 61, 1962.
- Белов Н. А., Лаптева Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. Изд. Морской транспорт, 1961.
- Горшкова Т. И. О происхождении осадков северной части Тихого океана. Исследования дальневосточных морей СССР, вып. 3, 1952.
- Кленова М. В. Геология Баренцева моря. Изд. АН СССР, 1960.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. Сб. Современные осадки морей и океанов. Изд. АН СССР, 1961.
- Мурдмаа И. О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов. Сб. Современные осадки морей и океанов. Изд. АН СССР, 1961а.
- Мурдмаа И. О. Изучение терригенно-минералогических комплексов в осадках. Тр. Сов. Антарк. экспед. т. 19. Изд. Морской транспорт, 1961.
- Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 22, 1957.
- Петелин В. П. О выборе методики минералогического анализа песчано-алевритовых фракций морских донных осадков. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 50, 1961.
- Петелин В. П. Основные типы пляжевых концентратов тяжелых минералов бассейна Тихого океана. Океанология, т. 4, вып. 6, 1964.
- Петелин В. П., Алексина И. А. Минералогическое районирование Тихого океана. Сб. Океанологические исследования (X том программы МГТ), № 13. Изд. Наука, 1965.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—3. Изд. АН СССР, 1960—1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Agassiz A. General sketch of the expedition of the Albatross from February to May, 1891. Bull. Museum Compar. Zool., v. 23, № 11, 1892.
- Agassiz A. Preliminary report (with remarks on deposits by J. Murray). Mem. Museum Compar. Zool., v. 26, no. 1, 1902.
- Agassiz A. Report scientific results to the Eastern Pacific by «Albatross», 1904—05. Mem. Museum Compar. Zool., v. 33, 1906.
- Arrhenius G. Sediment Cores from the East Pacific. Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition 1947—1948, v. V, fasc. 1, 1952.
- Arrhenius G. Pelagic sediments. The Sea, vol. 3. London, 1963.
- Barth T. E. W. Mineralogical petrography of Pacific lavas. Amer. J. Sci., 5-th ser., v. 21, 1931.
- Bramlette M. H. Some marine bottom samples from Pago — Pago Harbour, Samoa. Publ. Carnegie Inst. Wash., No. 344, 1926.
- Bramlette M. N. Pelagic sediments. Oceanography. Amer. Assoc. Advanc. Sci., Publ. No. 67, 1961.
- Emery K. O. The Sea off Southern California. London, 1960.
- Emery K. O. and Shepard F. P. Lithology of the sea floor off Southern California. Bull. Geol. Soc. America, v. 56, 1945.
- Emery K. O., Butcher H. R., Gould H. R. and Shepard F. P. Submarine geology off San Diego, California. J. Geol. v. 60, 1952.
- Emery K. O., Corssline D. S., Uchipi E. and Terry R. D. Sediments of three bays of Baja California: Sebastian Viscaïno, San Cristobal and Todos Santos. J. Sediment. Petrol., v. 27, No. 2, 1957.
- Emery K. O. and Niino H. Sediments of the Gulf of Thailand and Adjacent Continental shelf. Bull. Geol. Soc. America, v. 74, No. 5, 1963.
- Fleming C. A. and Reed J. J. Mernoo Bank, East of Canterbury, New Zealand. N. Z. J. Sci. and Technol. B, v. 32, No. 6, 1951.
- Flint J. M. A contribution to the oceanography of the Pacific compiled from data collected by the U. S. S. Nero while engaged in the survey of a route for Trans-Pacific cable. Bull. U. S. Nat. Museum, No. 55, 1905.
- Hanzawa S. Preliminary report on marine deposits from the southwestern North Pacific Ocean. Rec. Oceanogr. Works Japan, v. I, No. 2. 1928.

- Hanzawa S. Diatom (*Ethmodiscus*) ooze obtained from the tropical southwestern North Pacific Ocean. *Rec. Oceanogr. Works Japan*, v. 7, 1935.
- Holzman J. E. Submarine geology of Cortes and Tanner banks. *J. Sediment. Petrol.*, v. 22, No. 2, 1952.
- Macdonald G. A. Hawaiian petrographic province. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 60, No. 10, 1949.
- McKee E. D., Chronic E. D. and Leopold E. B. Sedimentary belts in lagoon of Kapingamarangi Atoll. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 43, No. 3, p. 1, 1959.
- Maxwell W. G. H., Jell J. S. and McKellar R. C. Differentiation of carbonate sediments in the Heron Island Reef. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Murray J. Deep-sea deposits and Their distribution in the Pacific Ocean. With notes on the samples collected by S. S. «*Britannia*», 1901. *Geogr. J.*, v. 19, No. 6, 1902.
- Murray J. On the depth, temperature of the ocean waters and marine deposits of the South-West Pacific Ocean. *Queens. land Geogr. J. (Brisbane)*, n. s., v. 21, 1906.
- Murray J. and Lee G. V. The depth and marine deposits of the Pacific. *Mem. Museum Compar. Zool.*, v. 38, 1909.
- Murray J. and Renard A. F. Report on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of HMS Challenger in the years 1872 to 1876. London, Longmans, 1891.
- Nasu N., Iijima A. and Kagami H. Geological results in the Japanese Deep-Sea Expedition in 1959. *Oceanogr. Mag.*, v. 11, No. 2, 1960.
- Neeb J. G. The composition and distribution of the samples. The Snillius Expedition in the eastern part of the Netherlands East-Indies, 1929—1930, v. 5, Geol. results, p. 3, Bottom samples, 1943.
- Niino H. Bottom deposits on the mouts of Wakasa Bay, Japan, and on the adjacent continental shelf. *J. Sediment Petrol.*, v. 20, No. 1, 1950.
- Niino H. and Emery K. O. Sediments of shallow portions of East China Sea and South China Sea. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 72, 1961.
- Olausson E. Sediment Cores from the West Pacific. Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition 1947—1948, v. VI, fasc. V, 1960.
- Pilkey O. H. Heavy minerals of the U. S. South Atlantic continental shelf and slope. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 74, No. 5, 1963.
- Peterson M. N. A. and Goldberg E. D. Feldspar Distributions in South Pacific Pelagic Sediments. *J. Geophys. Res.* v. 60, No. 9, 1962.
- Reed J. J. Marine sediments near Sumner, Canterbury, New Zealand. *N. Z. J. Sci. and Technol. B*, v. 33, No. 2, 1951.
- Reed J. J. and Hornibrook N. B. Sediments from the Chatam Rise. *J. N. Z. Sci. and Technol. B*, v. 34, No. 3, 1952.
- Revelle R. R. Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie on its sevens cruise. *Carnegie Inst. Wash.*, publ. 556, 1944.
- Rex R. W. and Goldberg E. D. Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean. *Tellus*, v. 10, No. 1, 1958.
- Shepard F. P. and Einsele G. Sedimentation in San Diego Trough and contributing submarine canyons. *Sedimentology*, v. 1, No. 2, 1962.
- Schott G. *Geographie des Indischen und Sillen Ozeans*, Hamburg, 1935.
- Townsend C. H. Dredging and other records of the U. S. Fish Commission steamer «*Albatross*» with bibliography relative the work of the vessel. *Rep. Comissioner U. S. Fish Comission*, p. 26, 1900.
- Tyler S. A. The petrography of some bottom from the North Pacific Ocean. *J. Sediment Petrol.*, v. 1, No. 1, 1931.
- Zen E.-an. Mineralogy and petrography of marine bottom sediment samples off the coast of Peru and Chile. *J. Sediment Petrol.* v. 29, No. 4, 1959.
- Van Baren F. A. and H. Kiel. Contribution to the sedimentary of the Sunda shelf. *J. Sediment Petrol.*, v. 24, No. 4, 1950.
- Van Andel T. H. and Poole D. M. Sources of Recent sediments in the Northern Gulf of Mexico. *J. Sediment Petrol.* v. 60, 1960.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Дата поступления
18.II.1965

УДК 549.521.5 + 553.324 (262.5)

**ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА
ПРИ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССАХ
В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КИСЛОРОДНОЙ ЗОНЫ
ЧЕРНОГО МОРЯ**

*(Черноморская экспериментальная научно-исследовательская станция
Института океанологии АН СССР, г. Геленджик)*

В. Ф. СЕВАСТЬЯНОВ, И. И. ВОЛКОВ

Окислительно-восстановительные процессы в донных отложениях морей и океанов являются одним из основных факторов диагенетических превращений. В результате восстановительных процессов в осадках при распаде органического вещества происходит изменение форм соединений некоторых элементов, а вместе с тем и изменение их геохимической подвижности, что в зависимости от условий приводит к перераспределению и концентрированию в донных отложениях тех или иных элементов. Наличие восстановительных процессов и их интенсивность в осадках мы можем констатировать по величине окислительно-восстановительного потенциала или (что более чувствительно) по основным элементам-индикаторам восстановительных процессов. Такими элементами являются марганец, железо и сера.

Установлено, и это согласуется с величиной нормальных окислительно-восстановительных потенциалов, что в развитии восстановительного процесса в осадках можно выделить несколько стадий (Остроумов и Волков, 1960). В первую происходит восстановление соединений четырехвалентного марганца до двухвалентного. Затем окисные соединения железа восстанавливаются до закисных форм. При возникновении в отложениях анаэробных условий, при достаточном количестве органического вещества и при необходимом его качестве (что также очень важно), начинается бактериальное восстановление сульфатов до сероводорода.

В настоящее время наиболее полно изучена третья стадия восстановительного процесса, а именно образование сероводорода и закономерности превращения соединений серы в морских осадках, и в частности в Черном море (Остроумов, 1953, 1957; Остроумов и др., 1961; Остроумов и Фомина, 1960; Волков, 1961а, 1961б, 1964).

Восстановительные процессы в осадках океанов исследуются пока еще недостаточно. Имеется всего несколько работ, посвященных восстановлению железа и марганца (Романкевич и Петров, 1961; Фомина, 1962; Исаева, 1964), причем все они, за исключением работы Л. С. Фоминой, дают представление лишь о качественной стороне окислительно-восстановительных процессов.

Прямое отношение к интересующему нас вопросу имеют работы по формам железа в современных морских осадках, проведенные на Чер-

ном и Охотском морях и в Индийском океане (Страхов, 1958, 1959, 1962; Бродская и Мартова, 1957).

Исследования, касающиеся марганца и железа в современных донных отложениях, позволяют изучить вопрос об изменении форм нахождения элементов при возникновении восстановительной среды в осадках, но совершенно не затрагивают вопроса о перераспределении Fe и Mn в результате окислительно-восстановительных процессов.

Предположение о возможности перераспределения железа и марганца между восстановленной и окисленной зонами донных отложений выдвинуто давно (Murray a. Irvine, Самойлов и Титов, 1922; Буткевич, 1928)¹. Теоретическое обоснование этого процесса наиболее полно было сделано Н. М. Страховым (1948, 1953, 1962). По Н. М. Страхову, концентрирование железа и марганца в верхнем окисленном слое происходит вследствие перераспределения при диагенезе. В среде восстановленного слоя Fe и Mn переходят в двухвалентные более подвижные соединения, мигрируют вверх к контакту с окисленной зоной осадков, окисляются здесь, вновь теряя подвижность, и обогащают верхний окисленный слой. Эта теоретическая схема в настоящее время может считаться общепринятой. Однако экспериментальных данных, подтверждающих правильность и позволяющих оценить интенсивность этих процессов, в настоящее время по сути дела нет. Только в работе Э. А. Остроумова (1955), описывающей распределение марганца в осадках Охотского моря, приведены данные, которые показывают, что перераспределение марганца при окислительно-восстановительных процессах происходит очень интенсивно. Верхний окисленный слой в 20—30 раз обогащен марганцем по сравнению с подстилающими восстановленными горизонтами осадков. Черное море из-за наличия сероводородного заражения водной толщи является водоемом не обычным, что сказывается, однако, не на закономерностях осадкообразования (Страхов, 1954), а в первую очередь на формах нахождения элементов в поверхностном слое глубоководных отложений. Восстановительная среда и наличие свободного H₂S в водной толще приводят к тому, что в глубоководных отложениях из общей схемы диагенеза выпадает этап окислительного минералообразования. Формы элементов в глубоководных отложениях характерны для этапа восстановительного минералообразования: марганец целиком находится в закисной форме, реакционноспособное железо в основном представлено аутигенными силикатами двухвалентного железа и пиритом, присутствует значительное количество восстановленных форм соединений серы — производных сероводорода.

Современные осадки небольших глубин Черного моря (до 140—150 м) находятся вне сероводородного заражения, нормально аэрируются и на поверхности имеют окисленный характер. В этом отношении они сравнимы с донными отложениями других водоемов, имеющих нормальный гидрологический режим, и пригодны для изучения диагенетических окислительно-восстановительных процессов.

Материал для настоящей работы был собран в 1962—1964 гг. у берегов Крыма южнее мыса Тарханкут на глубинах 60—140 м. Осадки этого района находятся в кислородной зоне моря и представлены глинистыми илами с небольшой примесью алеврита и створок раковин (*Mytilus galloprovincialis*) и их обломков.

Верхняя окисленная часть отложений имеет очень небольшую мощность (от пленки 3—5 мм до 2 см) и характеризуется желтовато-бурым,

¹ Murray J. a. Irvine R. Trans. Roy Soc. Edinburgh, v. 37, pt. 4, 1894. Цитировано по В. С. Буткевичу (1928).

бурым и буровато-коричневым цветом, что указывает на присутствие в илах железа и марганца в высших степенях окисления. Иногда на поверхности ила встречаются железо-марганцевые конкреции² в различных количествах и разного размера. Окисленный слой довольно четко переходит в восстановленный, характеризуемый илами серого цвета с зеленоватым, голубоватым, иногда слегка буроватым оттенком. Здесь железо и марганец присутствуют уже в основном в закисной форме, причем на всех станциях в илу на горизонтах 1—3, 2—5 см замечены примазки ила черного цвета (гидротроилит), что указывает на начало процесса восстановления сульфатов.

Нашей задачей в условиях судовой лаборатории являлось в первую очередь по возможности более тщательное установление мощности окисленного слоя и отбор влажной и сухой проб осадков без примеси железо-марганцевых конкреций и подстилающего серого ила. Кроме поверхностного слоя отложений из дночерпателя отбирались влажные и сухие пробы еще по двум горизонтам: непосредственно подстилающий слой восстановленного ила и из низа дночерпателя.

Химическая обработка влажных проб включала определение влажности осадков, подвижных форм железа и четырехвалентного марганца (по активному кислороду). Кроме этого проводилось определение сульфидной серы для последующего пересчета на железо, связанное в гидротроилите; содержание валовых железа и марганца, а также пиритной серы, которая пересчитывалась на железо пирита, определяли в стационарной лаборатории на берегу. Там же определяли карбонатность и содержание углерода органического вещества.

Следует отметить, что определение подвижных форм Fe и четырехвалентного Mn (особенно в поверхностных пробах) необходимо проводить сразу же после получения проб, так как даже непродолжительное (несколько дней) хранение материала в герметически закрытых стеклянных трубках в холодильнике приводит к интенсивному развитию восстановительных процессов, и весь марганец и заметная часть подвижного железа переходят в закисные формы.

Данные, полученные при химической обработке материала, приведены в табл. 1. На нескольких станциях определялись только валовые содержания Fe и Mn в окисленном и восстановленных слоях отложений; данные по этим станциям приведены в табл. 2.

Результаты исследования достаточно наглядно показывают изменения в формах нахождения элементов при развитии восстановительных процессов в донных отложениях, наличие перераспределения железа и марганца, накопление их в окисленном слое и позволяют оценить интенсивность диагенетического перераспределения.

Прежде всего следует остановиться на тех изменениях форм железа и марганца, которые происходят при возникновении в отложениях восстановительной обстановки.

Поверхностный слой ила очень неоднороден и не одинаков по мощности, особенно когда толщина его составляет всего несколько миллиметров. В этих случаях на поверхности отложений наблюдаются своеобразные натеки разных размеров более окисленного ила большей мощности и рядом с ними места, на которых окисленная пленка очень тонка. Все это создает трудности в отборе однородного материала. Этим объясняются расхождения в определениях подвижных форм и валового железа, а также марганца (см. табл. 1).

В поверхностном слое (окисленная зона) мощностью 0,5—2 см реакционноспособное железо присутствует только в трехвалентной форме

² Описанию конкреций посвящена работа Я. В. Самойлова и А. Г. Титова (1922).

Таблица 1

Формы Fe и Mn в осадках, %

№ станции	Координаты	Глубина, м	Горизонт, см	Краткая характеристика пробы осадков	Влажность, %	Формы железа в расчете на сухое вещество							Формы Mn в расчете на сухое вещество		Сорг	CaCO ₃
						Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe гидротроилита	Fe пирита	Fe подвижное общее	Fe обломочное	Fe валовая	Mn ⁴⁺	Mn общий		
2 (703)	44°49',6 с. ш. 33°26',2 в. д.	60	0—2	Ил глинистый, желтовато-бурый. На поверхности имеет мелкие полутвердые легко раздавливающиеся стяжения бурого цвета	69,05	2,01	Не обн.	Нет	Нет	2,01	2,19	4,20	—	0,10	1,10	20,02
			2—5	Ил светло-серый, с кремовым оттенком, с неправильными редкими включениями гидротроилита	50,92	0,69	0,48	0,026	0,035	1,23	2,28	3,51	Не обн.	0,02	0,90	19,85
			12—15	Ил глинистый, темно-серый, с неправильными черными и серыми включениями и пролоями. Содержит обломки раковин	50,69	0,63	0,51	0,178	0,104	1,42	2,04	3,46	Нет	0,03	0,80	20,00
6 (707)	44°47',4 с. ш. 32°57',0 в. д.	114	0—0,5	Ил глинистый, консистенции сметаны, желтовато-бурый. Сверху покрыт конкрециями	69,06	6,61	Не обн.	Нет	Нет	6,61	(XX)	5,02	—	0,15	1,90	23,70
			2—4 15—20	Ил глинистый, серый, однородный Ил глинистый, серого цвета с темно-серыми и черными включениями	61,33	0,70	0,58	0,03	0,035	1,35	2,54	3,89	Не обн.	0,01	1,10	22,35
7 (708)	44°46',9 с. ш. 32°49',6 в. д.	124	0—0,5	Ил глинистый, серый, с включениями черного и темно-серого цвета и обломками раковин	58,03	0,45	0,67	0,117	0,097	1,33	2,55	3,88	Нет	0,02	1,50	20,10
			2—5	Ил глинистый, однородный, серый с зеленоватым оттенком	61,90	6,59	Не обн.	Нет	Нет	6,59	3,64	10,23	—	0,42	1,90	19,15
			18—22	Ил глинистый, серый, с включениями черного и темно-серого цвета и обломками раковин	61,32	1,93	0,73	0,036	0,026	2,72	0,80	3,52	Не обн.	0,03	1,80	22,10
23 (1248)	44°52',6 с. ш. 33°18',6 в. д.	87	0—1	Ил глинистый, желтовато-бурый, с коричневым оттенком. На поверхности небольшое количество конкреций размером до 10 мм	62,06	0,70	0,95	0,204	0,113	1,97	2,09	4,06	Нет	0,04	1,70	23,05
			1—3	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком, однородный, содержит обломки раковин	68,90	3,58	Не обн.	Нет	Нет	3,58	2,13	5,71	0,13	0,32	1,70	24,15
			10—15	Ил глинистый, серый, с зеленоватым оттенком, имеет примазки гидротроилита и примесь обломков раковин	58,50	0,50	0,54	0,01	0,02	1,07	2,58	3,65	Не обн.	0,03	1,80	26,00
					55,50	0,31	0,69	0,014	0,096	1,11	3,22	4,33	Нет	0,03	1,40	23,90

Таблица 1 (продолжение)

№ станции	Координаты	Глубина, м	Горизонт, см	Краткая характеристика пробы осадков	Влажность, %	Формы железа в расчете на сухое вещество							Формы Mn в расчете на сухое вещество		Сорг	CaCO ₃												
						Fe ⁺⁺	Fe ³⁺	Fe гидро-троилита	Fe пирита	Fe подвижное общее	Fe обломочное	Fe валовая	Mn ⁺⁺	Mn общий														
31 (1256)	44°43',6 с. ш. 33°14',2 в. д.	102	0—1	Ил глинистый, полужидкий, желтовато-бурый. На поверхности отдельные мелкие конкреции и обломки створок раковин	69,10	1,99	Не обн.	Нет	Нет	1,99	2,63	4,62	0,12	0,15	—	—												
			2—5	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком. Содержит обломки створок раковин													0,24	0,64	—	—	0,88	2,90	3,78	Не обн.	0,04	—	—	
			18—24	Ил глинистый, серый комковатой структуры. Имеет большое количество примазок гидротроилита													54,40	0,17	0,95	—	—	1,12	2,80	3,92	Нет	0,03	—	—
40 (1265)	44°59',8 с. ш. 32°36',8 в. д.	88	0—1	Ил глинистый, полужидкий, желтовато-бурый с коричневым оттенком. Содержит многочисленные створки раковин и отдельные мелкие конкреции (обрастания)	72,10	2,93	Не обн.	Нет	Нет	2,93	1,72	4,65	0,64	0,84	—	—												
			2—5	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком													0,66	0,65	—	—	1,31	1,87	3,18	Не обн.	0,07	—	—	
			18—22	То же													60,60	0,07	0,39	—	—	(X)	(X)	3,37	Нет	0,06	—	—
41 (1266)	44°56',9 с. ш. 32°41',7 в. д.	110	0—1	Ил глинистый полужидкий, желтовато-бурого цвета с коричневым оттенком. Содержит многочисленные конкреции	72,00	3,72	Не обн.	Нет	Нет	3,72	1,18	4,90	0,33	0,43	—	—												
			2—5	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком. Содержит створки раковин и их обломки													63,80	0,17	0,54	—	—	0,71	2,45	3,16	Не обн.	0,06	—	—
			18—22	То же													60,10	0,07	0,55	—	—	0,62	2,43	3,05	Нет	0,06	—	—
43 (1268)	44°59',9 с. ш. 32°55',0 в. д.	98	0—1	Ил глинистый, полужидкий, желтовато бурый с коричневым оттенком. Содержит обломки раковин и створки их с обрастанием по краям	71,20	2,18	Не обн.	Нет	Нет	2,18	2,96	5,14	0,30	0,93	—	—												
			2—5	Ил глинистый, серый, с зеленоватым оттенком. Содержит створки раковин и их обломки													62,20	0,25	0,69	—	—	0,94	2,39	3,33	Не обн.	0,05	—	—
			18—22	Ил глинистый, серый с зеленовато-голубоватым оттенком. Имеет включения буроватого цвета, похожие на разлагающиеся железо-марганцевые конкреции													61,50	0,69	1,94	—	—	2,63	2,38	5,01	Нет	0,24	—	—

44 (1269)	44°54',7 с. ш. 32°54',5 в. д.	110	0—1	Ил глинистый, полужидкий, желтовато-бурого цвета с коричневым оттенком. Вмещает конкреции разных размеров	73,30	3,29	Не обн.	Нет	Нет	3,29	2,90	6,19	0,45	0,47	—	—
			2—5	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком. Содержит створки раковин и их обломки	63,00	0,15	0,65	—	—	0,80	2,57	3,37	Не обн.	0,04	—	—
47 (1272)	45°00',5 с. ш. 33°05',5' в. д.	92	17—20	То же	60,70	0,17	0,77	—	—	0,94	2,93	3,87	Нет	0,05	—	—
			0—1	Ил глинистый, желтовато-коричневый, полужидкий. Содержит створки раковин с железистым обрастанием и отдельные редкие конкреции	71,90	3,28	Не обн.	Нет	Нет	3,28	3,13	6,41	0,27	0,33	—	—
49 (1274)	44°48',3 с. ш. 33°10',1 в. д.	106	2—5	Ил глинистый, серый, комковатой структуры. Содержит обломки створок раковин	61,90	0,26	0,60	—	—	0,86	2,81	3,67	Не обн.	0,05	—	—
			16—20	Ил глинистый, серый, комковатой структуры. Содержит включения темно-серого и черного цвета	58,20	0,18	0,77	—	—	0,95	2,57	3,52	Нет	0,04	—	—
			0—1	Ил глинистый, полужидкий, желтовато-бурый. На поверхности имеет конкреции разных размеров	70,10	5,25	Не обн.	Нет	Нет	5,25	(XX)	5,58	0,37	0,32	1,70	23,40
50 (1275)	44°47',8 с. ш. 33°04',0 в. д.	114	2—5	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком, пластичный. Имеет промазки гидротроилита	61,40	0,19	0,70	0,017	0,026	0,93	2,76	3,69	Не обн.	0,04	1,70	24,60
			18—22	Ил глинистый, серый с голубоватым оттенком и многочисленными прослоями гидротроилита	56,80	0,15	0,77	0,083	0,043	1,05	2,86	3,91	Нет	0,02	1,40	19,40
			0—1	Ил глинистый, полужидкий, желтовато-бурый. Вмещает конкреции разных размеров	69,81	2,42	Не обн.	Нет	Нет	2,42	1,92	4,34	0,46	0,54	1,49	21,85
			2—5	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком и мелкими примазками гидротроилита	60,93	0,65	0,64	0,03	0,03	1,35	2,41	3,76	Не обн.	0,04	1,90	23,00
			18—20	Ил глинистый, серый с голубоватым оттенком и многочисленными включениями гидротроилита	57,89	0,13	0,72	0,13	0,04	1,02	2,85	3,87	Нет	0,04	1,50	18,93

(XX) — расхождения, наблюдаемые в табл. между $Fe_{\text{подв. общ.}}$ и $Fe_{\text{вал.}}$ по-видимому, объясняются тем, что определения проводились из различных проб, а материал неоднороден.

(X) — подсчитать $Fe_{\text{подв. общ.}}$ невозможно, так как отсутствуют данные по $Fe_{\text{пирита}}$, а судя по имеющимся данным, пренебречь содержанием этого компонента нельзя.

Таблица 2

Содержание в осадках Fe, Mn, CaCO₃ и C_{орг} в осадках

№ станции	Координаты	Глубина, м	Горизонт, см	Краткая характеристика пробы осадков	Fe, %	Mn, %	C _{орг} , %	CaCO ₃ , %
3 (704)	44°49', 2 с. ш. 33°17', 6 в. д.	87	0—1	Ил глинистый, желтовато-бурый. Сверху покрыт мелкими конкрециями. Содержит обломки раковин	4,34	0,15	1,60	23,70
			1—3	Ил глинистый, светло-серый со слабым кремовым оттенком. Содержит обломки раковин	3,63	0,03	1,40	24,40
			15—20	Ил глинистый, серого цвета с многочисленными прослоями черного и темно-серого цвета. Обломки раковин	3,89	0,04	1,50	19,40
1	44°48', 5 с. ш. 33°04', 0 в. д.	108	0—1	Ил глинистый, светло-коричневый. На поверхности дна большое количество железо-марганцевых конкреций	5,97	0,42	—	24,86
			1—3	Ил глинистый, серый сравнительно однородный	3,69	0,03	—	24,29
			14—18	Ил глинистый, серый с большим количеством примазок и прослоек гидротроилита	3,73	0,05	—	27,42
4 (705)	44°48', 5 с. ш. 33°10', 5 в. д.	97	0—0,5	Ил глинистый, желто-бурый. На поверхности — железо-марганцевые конкреции размером до 12—15 мм	4,79	0,25	1,70	23,40
			1—3	Ил глинистый, светло-серый с зеленоватым оттенком	3,71	0,05	1,70	24,60
			15—20	Ил глинистый, серый, содержит прослойки и включения темно-серого и черного цвета	4,13	0,05	1,40	19,40
5 (706)	44°48', 0 с. ш. 33°04', 0 в. д.	106	0—0,5	Ил глинистый, желтый с буроватым оттенком. Содержит конкреции	4,44	0,19	1,40	21,85
			2—5	Ил глинистый, светло-серый с кремовым оттенком, однородный	3,07	0,03	1,90	23,00
			12—15	Ил серый, с темно-серыми и черными прослоями	4,36	0,05	1,50	18,92
8 (709)	44°46', 5 с. ш. 32°42', 4 в. д.	135	0—0,5	Ил глинистый, серовато-кремовый. Вмещает раковины с железистым ободком	4,70	0,17	1,70	23,90
			1—3	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком, с примесью обломков раковин	2,98	0,03	1,80	24,60
			17—20	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком с примазками ила черного цвета	3,37	0,04	1,80	25,55
9 (710)	44°54', 0 с. ш. 33°15', 7 в. д.	86	0—1	Ил глинистый, желтовато-бурый с коричневым оттенком. На поверхности конкреции	5,28	0,35	1,70	24,15
			1—5	Ил глинистый, серого цвета с зеленоватым оттенком, однородный	3,69	0,05	1,80	25,98
			15—20	Ил глинистый, серого цвета с зеленоватым оттенком, содержит примазки черного цвета	3,74	0,03	1,40	23,94
32 (1257)	44°38', 5 с. ш. 33°20', 5 в. д.	91	0—1	Ил глинистый, желтовато-бурый, содержит створки раковин с железистым обрастанием	4,32	0,40	—	—
			2—5	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком	4,09	0,04	—	—
			18—20	Ил глинистый, серого цвета. Содержит включения гидротроилита в виде отдельных мелких пятен черного цвета	3,49	0,03	—	—

в виде гидроокисей и гидратов окиси. Ни в одном случае при анализе свежего материала не было обнаружено даже следов закисного железа. Марганец также присутствует в соединениях высшей валентности, однако в некоторых пробах имеется ощутимый дефицит активного кислорода по отношению к марганцу в формуле MnO_2 . Этот факт не является специфичным только для окисленных отложений Черного моря. Дефицит активного кислорода в соединениях марганца наблюдается и в глыбово-водных океанических красных глинах и в железо-марганцевых конкрециях. Исследования по окислению закисных солей марганца молекулярным кислородом, проведенные в лабораторных условиях (Ярилова, 1940; Листова, 1961), показали, что Mn^{2+} никогда полностью не окисляется до MnO_2 . Предположение о том, что донные отложения содержат марганец частично в трехвалентной форме, маловероятно, так как нормальный потенциал реакции окисления Mn^{2+} до четырехвалентного ниже, чем до трехвалентного (Latimer, 1952), поэтому Mn^{3+} не является промежуточной формой при окислении Mn^{2+} до Mn^{4+} ; окисление закисного марганца легче происходит сразу до четырехвалентного. Кроме того, известно, что соединения трехвалентного марганца устойчивы только в сильноокислой среде; в слабощелочной среде морских осадков и воды они разлагаются на двух- и четырехвалентные. Наиболее правильным объяснением причины имеющегося дефицита активного кислорода является присутствие части марганца в двухвалентном состоянии, но не в форме свободной закиси или других самостоятельных соединений, а связанного в марганцевой соли марганцеватистой кисло-

ты $-O=Mn \begin{array}{c} O \\ \diamond \\ O \end{array} Mn$. Соединения этого типа представлены в природе

полиперманганитами (Роде, 1952), с общей формулой $(R, Mn)O \cdot nMnO_2 \cdot mH_2O$, представляющими собой гидратированную марганцовистую соль полимарганцеватистой кислоты. Как правило, полиперманганиты помимо двухвалентного марганца содержат и другие одно- и двухвалентные металлы.

С углублением в толщу донных отложений наблюдаются резкие изменения в формах марганца и железа. Уже в подстилающем окисленный слой горизонте (2—5 см) полностью исчезают соединения четырехвалентного марганца: здесь и ниже этого слоя весь марганец находится только в закисной форме. Восстановительным процессом захватываются и реакционноспособные формы железа. Значительное количество Fe, а на некоторых станциях большая его часть, находится в двухвалентном состоянии уже в подстилающем окисленный слой горизонте. При дальнейшем углублении (до горизонта ~18—20 см) относительное содержание закисного железа еще более увеличивается, правда восстановление до конца не доходит, в осадках всегда присутствует Fe^{3+} , порой в очень небольших (порядка 0,1%) количествах.

Показателем очень высокой интенсивности восстановительного процесса в осадках служит тот факт, что уже в самом верху восстановленной зоны отложений (горизонт 2—5 см) начинаются процессы редукции сульфатов. Во всех изученных пробах (где проводилось определение) в указанном горизонте присутствуют коллоидное сернистое железо (гидротроилит) и пирит. С углублением в толщу осадков содержание железа, связанного с серой в виде FeS и FeS_2 , возрастает, что свидетельствует об увеличении образования сероводорода. Присутствие свободного H_2S в пределах мощности отложений, взятых дночерпателем (22—25 см), ни на одной станции обнаружено не было.

Таким образом, если в окисленном поверхностном слое осадков формы железа и марганца типичны для окисленной зоны, т. е. марганец и железо находятся в высших степенях окисления, то непосредственно подстилающий восстановленный слой отложений представляет довольно пеструю и сложную картину — совместное присутствие реакционно-способного железа в окисной форме и сульфидной серы. Эти компоненты теоретически исключают друг друга. Их совместное присутствие, являющееся отступлением от теоретической схемы, указывает, с одной стороны, на высокую интенсивность восстановительных процессов (появление сульфидной серы), а с другой (присутствие Fe^{3+}) — на неравномерность возникновения редуccionных очагов на начальной стадии диагенеза. Это обстоятельство для черноморских осадков ранее отмечалось Н. М. Страховым (1959) и, по-видимому, может считаться обычным для донных отложений с относительно высокой скоростью осадкообразования и повышенным содержанием органического вещества.

В изученных нами пробах донных отложений содержание $C_{орг}$ колеблется от 0,8 до 1,9%, но для большинства станций составляет 1,4—1,8%. Распределение $C_{орг}$ по вертикали строгой закономерности не подчинено, но на большинстве станций наблюдается некоторое (хотя и незначительное) уменьшение содержания $C_{орг}$ с глубиной. Теоретически при развитии восстановительных процессов содержание $C_{орг}$ по вертикали должно уменьшаться, так как органическое вещество расходуется на восстановление Mn и Fe и на редуccion сульфатов.

Как можно видеть из данных табл. 1, в результате восстановительных процессов в толще отложений возникают закисные соединения марганца и железа. Значительно большая растворимость закисных соединений Fe и Mn приводит к увеличению геохимической подвижности этих элементов, и некоторая часть их мигрирует в сторону наименьшей концентрации, в данном случае вверх, к контакту с окисленной зоной отложений. Там они окисляются до высших валентностей, теряют в связи с этим подвижность, и таким образом происходит обогащение верхнего окисленного слоя железом и марганцем. Миграция закисных форм железа и марганца в осадках вероятнее всего происходит в виде бикарбонатов, а следовательно, требует дополнительного количества $C_{орг}$, который является в донных отложениях источником свободной CO_2 , необходимой для перевода возникших в результате восстановления закисных соединений Mn и Fe в форму бикарбонатов.

Что касается процесса окисления, то механизм его, по-видимому, следующий. При контакте с окисленной зоной отложений (или с придонной водой, если окисленная пленка очень тонка) в результате уменьшения парциального давления двуокиси углерода происходит разложение бикарбонатов, что при последующем окислении железа и марганца и гидролизе приводит к образованию гидроокисей. Само окисление может осуществляться двумя путями. Во-первых, чисто химически за счет кислорода, содержащегося в придонной воде и в окисленном слое осадков. Во-вторых, процесс окисления закисных марганца и железа может протекать биохимическим путем с участием автотрофных железобактерий, способных использовать энергию окисления закисного железа (и, видимо, марганца) до окисного (Перфильев, 1926; Буткевич, 1928; Кузнецов и др., 1962). Следует, однако, отметить, что в литературе нет сведений о распределении железобактерий в донных отложениях Черного моря. По-видимому, в окислении марганца и железа значение имеют оба упомянутых процесса. Не имея специальных данных, трудно отдать предпочтение какому-либо из них. Нам кажется, что в данном случае справедливы выводы Н. М. Страхова (1947) относительно равноценности

процессов биохимического и чисто химического окисления железа и марганца.

Из данных табл. 1 и 2 видно, что окисленный слой отложений на всех станциях значительно обогащен марганцем по сравнению с подстилающими слоями, находящимися в восстановленной зоне. Содержание марганца (в расчете на элемент) в окисленном слое колеблется от 0,10% (ст. 2) до 0,93% (ст. 43), в то время как минимальное и максимальное содержания его в восстановленном слое соответственно 0,01 и 0,07%. Исключением является горизонт 18—22 см (ст. 43), где концентрация марганца составляет 0,24%, и наблюдается повышенное содержание железа. Дело в том, что на этом горизонте имеются захороненные и не до конца разложившиеся железо-марганцевые конкреции. Медленное разложение их в настоящее время создает повышенные концентрации Mn и Fe в этом горизонте. Наибольший коэффициент перераспределения (обогащения) для марганца, который представляет собой отношение $\frac{C_{Mn \text{ окисленный слой}}}{C_{Mn \text{ восстановленный слой}}}$, где C_{Mn} — концентрация марганца, наблюдается на ст. 23 и составляет 18,6; минимальный — колеблется около 4—5 (станции 2, 3, 5, 31).

Переходя к рассмотрению перераспределения железа, необходимо прежде всего иметь в виду следующее обстоятельство. Следует различать перераспределение в расчете на валовое содержание железа и в расчете на подвижные формы. В миграции и перераспределении могут участвовать только подвижные (реакционноспособные) формы железа. Обломочное железо в диагенезе является своеобразным «балластом», сглаживающим истинную картину интенсивности происходящих процессов. Нужно отметить, что чем большее количество обломочного железа (относительно валового) содержится в осадках, тем менее выразительной получится картина диагенетического перераспределения, если изучать процесс на фоне валовых содержаний железа.

Из табл. 1 и 2 можно видеть, что на всех стадиях окисленный верхний слой отложений обогащен железом как в расчете на валовое содержание, так и на подвижные формы. Содержание валового железа (в расчете на элемент) в окисленном слое изменяется от 4,20% (ст. 2) до 10,23 (ст. 7). В подстилающих восстановленных осадках изменения содержания валового железа происходят от 3,05 до 4,36%. Коэффициенты обогащения на валовое железо изменяются от 1,1 до 2,7 раза.

При рассмотрении перераспределения железа с учетом только реакционноспособных форм картина получается более выразительная, и видно, что в действительности интенсивность диагенетических процессов намного выше. Содержание подвижного железа в окисленном слое колеблется от 1,99 до 6,61%; в восстановленных горизонтах отложений — от 0,62 до 2,72%. Коэффициенты обогащения изменяются от 1,5 (ст. 2) до 5,6 (ст. 41).

По нашему мнению, интерес представляет определение средних концентраций железа и марганца в окисленном и восстановленном слоях отложений и выяснение средней интенсивности диагенетического перераспределения Fe и Mn. Эти данные приведены в табл. 3, составленной на основании табл. 1 и 2. Цифры табл. 3 по концентрациям Fe и Mn в восстановленном слое являются средними по двум горизонтам, за исключением ст. 43, где цифры даны по одному горизонту.

Средние цифры коэффициентов обогащения, отражающие интенсивность диагенетических процессов перераспределения, показывают, что геохимическая подвижность марганца при окислительно-восстановительных процессах примерно в три раза выше, чем железа. В этом нет

Таблица 3

Коэффициенты перераспределения Fe и Mn между окисленной и восстановленной зонами отложений

№ станции	Fe валовое, %			Fe реакционноспособное, %			Mn, %		
	в окисленном слое ила	в восстановленном слое ила	Коэффициент обогащения	в окисленном слое ила	в восстановленном слое ила	Коэффициент обогащения	в окисленном слое ила	в восстановленном слое ила	Коэффициент обогащения
1	5,97	3,71	1,6	—	—	—	0,42	0,040	10,5
2 (703)	4,20	3,48	1,2	2,01	1,32	1,5	0,10	0,025	4,0
3 (704)	4,34	3,76	1,2	—	—	—	0,15	0,035	4,3
4 (705)	4,79	3,92	1,2	—	—	—	0,25	0,050	5,0
5 (706)	4,44	3,71	1,2	—	—	—	0,19	0,040	4,8
6 (707)	5,02	3,88	1,3	6,61	1,34	4,9	0,15	0,015	10,0
7 (708)	10,23	3,79	2,7	6,59	2,34	2,8	0,42	0,035	12,0
8 (709)	4,70	3,18	1,5	—	—	—	0,17	0,035	4,9
9 (710)	5,28	3,72	1,4	—	—	—	0,35	0,040	8,8
23 (1248)	5,71	3,99	1,4	3,58	1,09	3,3	0,32	0,030	10,7
31 (1256)	4,62	3,85	1,2	1,99	1,00	2,0	0,15	0,035	4,3
32 (1257)	4,32	3,79	1,1	—	—	—	0,40	0,035	11,5
40 (1265)	4,65	3,27	1,4	2,93	1,31	2,2	0,84	0,065	13,0
41 (1266)	4,90	3,10	1,6	3,72	0,66	5,6	0,43	0,060	7,2
43 (1268)	5,14	3,33	1,5	2,18	0,94	2,3	0,93	0,050	18,6
44 (1269)	6,19	3,62	1,7	3,29	0,87	3,8	0,47	0,045	10,4
47 (1272)	6,41	3,60	1,8	3,28	0,90	3,6	0,33	0,045	7,3
49 (1274)	5,58	3,80	1,5	5,25	0,99	5,3	0,32	0,030	10,7
50 (1275)	4,34	3,81	1,1	2,42	1,19	2,0	0,54	0,040	13,5
Среднее	5,30	3,64	1,4	3,64	1,16	3,2	0,36	0,040	9,0

ничего необычного, к аналогичному выводу приходит Л. М. Князева (1954), изучавшая перераспределение Fe и Mn в донных отложениях оз. Байкал. Причина этого, по-видимому, заключается, с одной стороны, в более легкой восстанавливаемости марганца (окислительно-восстановительный потенциал Mn значительно выше, чем железа), а с другой стороны, при физико-химических условиях восстановленной зоны морских донных отложений не могут образоваться сколько-нибудь прочные закисные соединения марганца. В силу этих причин мобилизация марганца при окислительно-восстановительных процессах диагенеза происходит полнее, и эффект перераспределения поэтому очень высок.

В заключение следует отметить еще одно очень важное обстоятельство: поверхностный слой отложений на большинстве из изученных станций содержит железо-марганцевые конкреции. Если иметь в виду, что конкреции формируются из вмещающего их ила, то становится понятным, что величины содержания Fe и Mn в верхнем окисленном слое несколько занижены, а следовательно, и коэффициенты обогащения, приведенные в табл. 3, еще не полностью отражают интенсивность перераспределения Mn и Fe. Верхний окисленный слой ила в случае присутствия конкреций является только промежуточным звеном в процессе диагенетического перераспределения марганца и железа: конечным продуктом концентрирования этих элементов являются железо-марганцевые конкреции. Поэтому истинную картину интенсивности диагенетического перераспределения Mn и Fe (как и других элементов) можно получить только с учетом абсолютных масс элементов, заключенных как в конкрециях, так и во вмещающем их поверхностном слое ила.

ЛИТЕРАТУРА

- Бродская Н. Г., Мартова Т. Г. Формы железа в современных осадках Охотского моря. Докл. АН СССР, т. 114, № 1, 1957.
- Буткевич В. С. Образование морских железо-марганцевых отложений и участвующие в нем микроорганизмы. Тр. Морск. научн. ин-та, т. 3, вып. 3, 1928.
- Волков И. И. О свободном сероводороде и некоторых продуктах его превращений в осадках Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 50, 1961а.
- Волков И. И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 50, 1961б.
- Волков И. И. Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 67, 1964.
- Исаева А. Б. Геохимические исследования осадков северной части Индийского океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 64, 1964.
- Князева Л. М. Осадкообразование в озерах влажной зоны СССР. Южный Байкал. В сб. «Образование осадков в современных водоемах». Изд. АН СССР, 1954.
- Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликова Н. Н. Введение в геологическую микробиологию. Изд. АН СССР, 1962.
- Листова Л. П. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. Изд. АН СССР, 1961.
- Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 7, 1953.
- Остроумов Э. А. Распределение марганца в донных отложениях Охотского моря. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1955.
- Остроумов Э. А. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 22, 1957.
- Остроумов Э. А. и Волков И. И. О формах соединений серы в донных отложениях Тихого океана у Новой Зеландии. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 42, 1960а.
- Остроумов Э. А. и Фомина Л. С. О формах соединений серы в донных отложениях северо-западной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960б.
- Остроумов Э. А., Волков И. И., Фомина Л. С. Распределение форм соединений серы в донных отложениях Черного моря. В сб. «Современные осадки морей и океанов». Изд. АН СССР, 1961.
- Перфильев Б. В. Новые данные о роли микробов в рудообразовании. Изв. Геол. ком-та, т. 45, № 7, 1926.
- Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца (искусственные соединения, минералы и руды). Изд. АН СССР, 1952.
- Романкевич Е. А. и Петров Н. В. Окислительно-восстановительный потенциал и pH осадков северо-восточной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 45, 1961.
- Самойлов Н. В. и Титов А. Г. Железо-марганцевые конкреции со дна Черного, Балтийского и Баренцева морей. Тр. Геол. и минералог. музея Росс. акад. наук, т. 3, 1917—1918, вып. 2, 1922.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, сер. геол., № 22, 1947.

- Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
- Страхов Н. М. Осадкообразование в Черном море. В сб. «Образование осадков в современных водоемах». Изд. АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. О формах железа в осадках Черного моря. Докл. АН СССР, т. 118, № 4, 1958.
- Страхов Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза. В сб. «К познанию диагенеза осадков». Изд. АН СССР, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд. АН СССР, 1962.
- Фомина Л. С. Окислительно-восстановительные процессы в донных отложениях юго-западной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 54, 158, 1962.
- Ярилова Е. А. Исследования в области миграции марганца в почвах. 1. Окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия существования соединеный марганца. Тр. Почв. ин-та АН СССР, т. 24, 1940.
- Latimer W. W. Oxidation potentials. N. Y., Prentice-Hall, 1952.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Дата поступления
8.XII.1964

УДК 551.351

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЯ

Е. Н. НЕВЕССКИЙ

1. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Одной из главных задач, стоящих перед морской геологией, является разработка научных основ поисков полезных ископаемых в морях и океанах, для чего необходимо изучение рельефа и геологического строения морского дна, состава и закономерностей образования морских осадков и условий концентрации в них полезных ископаемых.

Процесс современного седиментогенеза применительно к бассейнам вскрыт многочисленными работами как советских, так и зарубежных авторов и наиболее полно — Н. М. Страховым и его последователями.

Однако осадкообразование в прибрежной зоне освещено совершенно недостаточно, несмотря на то, что изучение прибрежного седиментогенеза является особо важным, так как именно здесь в основном протекали и протекают процессы, ведущие к образованию рудных тел, и именно общие закономерности прибрежного и шельфового осадкообразования особенно важны при расшифровке генетических, литологических и иных особенностей древних осадочных свит.

Динамика берегов и рыхлых наносов в пределах береговой зоны детально разработана В. П. Зенковичем и его последователями.

Лишь при сочетании общих принципов литогенеза и закономерностей морфодинамического развития берега во времени можно приблизиться к пониманию особенностей прибрежного осадкообразования.

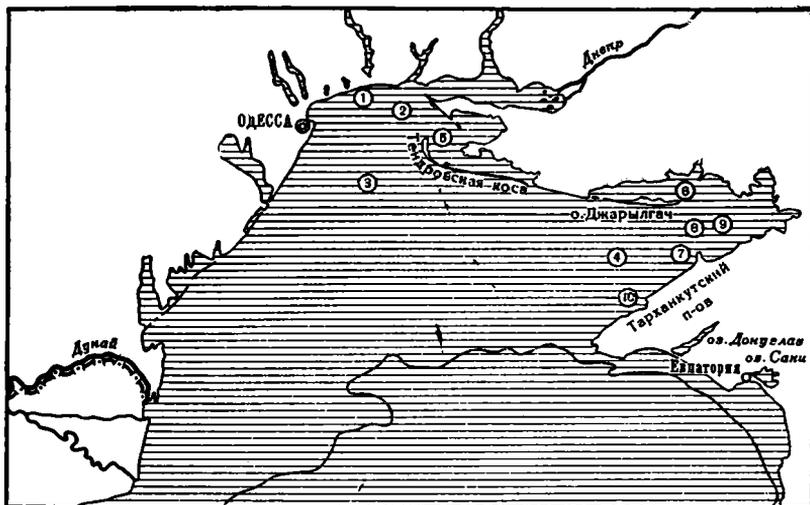
Основной причиной недостаточной изученности прибрежного седиментогенеза являлась совершенно неудовлетворительная техническая оснащенность для производства такого рода работ. Только в 1955 г. в Институте океанологии АН СССР была разработана конструкция вибропоршневой грунтовой трубки, которая позволила брать монолиты грубозернистых и часто весьма уплотненных прибрежных осадков.

Создателем вибропоршневой трубки — Е. И. Кудиновым и автором этой статьи был опубликован ряд работ, посвященных конструкции трубки и технике работ с нею (Кудинов, 1957; Невесский, 1958). Вибропоршневая трубка дает возможность исследовать толщу прибрежных осадков, покрывающих подводный склон до глубин 70—100 м, а также отложения пляжа и намывные надводные аккумулятивные формы побережья. Длина колонок, получаемых с помощью вибропоршневой трубки, 4,5 м при диаметре 6 см.

Работы по изучению прибрежного седиментогенеза были начаты в 1955 г.

Первым объектом исследований служило Черное море, как бассейн, наиболее полно изученный как в смысле развития берегов (Зенкович,

1962), так и в смысле развития процессов осадкообразования в самом бассейне (Страхов и др., 1954). Кроме того, в Черноморском бассейне в течение голоцена из-за прогрессирующего осолонения произошли значительные изменения фауны, и можно было надеяться выделить в прибрежных толщах дробные стратиграфические горизонты и тем самым установить последовательность геоморфологических событий и этапов седиментогенеза.



Фиг. 1. Обзорная схема северо-западной части Черного моря
1 — Одесский (Днепропетровский) желоб; 2 — Одесская банка; 3 — Центральный желоб; 4 — Каркинитский залив; 5 — коса Тендра; 6 — коса Джарылгач; 7 — коса Бакальская; 8 — Бакальская банка; 9 — Чурымская банка; 10 — бухта Ярлгач

Наиболее детальные работы были проведены в Южно-Таманском (Анапском) районе¹ и на северо-западе Черного моря. В статье в основном рассматриваются некоторые черты прибрежного седиментогенеза северо-западной части Черного моря и его развитие (фиг. 1).

2. РЕЛЬЕФ КОРЕННОГО ЛОЖА.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ТОЛЩИ ОСАДКОВ

Во время работ по нормали от берега были проведены разрезы длиной до нескольких десятков километров и глубиной до 40—50 м, которые вскрыли прибрежную толщу осадков. В ряде случаев трубка, пройдя сквозь толщу морских отложений, достигла коренного ложа. Таким образом, появилась возможность охарактеризовать рельеф ложа, на котором залегают эти отложения. Рельеф этот оказался довольно сложным.

В середине шельфа отмечается крупный меридиональный желоб, являющийся, по-видимому, долиной палео-Днепра. В северной части он разветвляется на два желоба и поворачивает на восток. На западе встречен второй желоб — это долина палео-Днестра. В северной части Каркинитского залива также имеется желоб. Коренное дно Каламитского залива также крайне неровное: на траверсе оз. Саки в коренном

¹ Автор ссылается на Анапский район, материалы исследований по которому были опубликованы в статье Е. Н. Невесского (1964).

рельефе отмечается глубокая депрессия, а в южной части залива дно представляет собой почти обнаженный бенч (по 14 разрезам и дополнительным колонкам длина разрезов от 5 до 120 км, общее число колонок около 100).

Сейчас все ложбины коренного ложа выполнены осадками, дно сглажено и остались лишь слабые следы от неровностей в рельефе. В нижней части ложбины залегает сложно построенная толща русловных

Таблица 1

Комплексы фауны, характеризующие толщи прибрежных отложений Черного моря.
По Л. А. Невесской

Слон	Фаунистический комплекс	Характер грунта
Джеметинские	Преобладание наиболее стеногалинных для Черного моря видов: <i>Divaricella divaricata</i> L., <i>Gafrarium minimum</i> Mont., <i>Pitar rudis</i> Poli, <i>Cardium simile</i> Mil.	Песчаный Илисто-песчаный Илистый
Каламитские (поздне-древнечерноморские)	Преобладание менее стеногалинных видов: <i>Chione gallina</i> L., <i>Spisula subtruncata</i> Costa, <i>Mytilus galloprovincialis</i> Lmk.	Песчаный Илисто-песчаный Илистый
Витязевские (средне-древнечерноморские)	Преобладание эвригалинных видов: <i>Cardium edule</i> L., <i>Abra ovata</i> Phil., <i>Corbula mediterranea maeotica</i> Mil.	
Бугазские (ранне-древнечерноморские)	Преобладание новозвксинских форм: <i>Monodacna caspia</i> Eichw., <i>Dreissena polymorpha</i> Pall., <i>Dr. rostriformis</i> Dech. При появлении немногочисленных морских видов — <i>Cardium edule</i> L., <i>Abra ovata</i> Phil., <i>Corbula mediterranea maeotica</i> M—j—1.	Строгая приуроченность к грунтам отсутствует
Новозвксинские	Широкое развитие солоноватоводных форм: <i>Monodacna caspia</i> Eichw., <i>Dreissena polymorpha</i> Pall., <i>Dreissena rostriformis</i> Desh.	

болотных отложений, лиманных илов, золowych отложений. Поверх этой сложной толщи, перекрывая ее, а также коренные глинистые породы, слагающие дно на обширных площадях, залегает верхняя толща морских отложений.

В возрастном отношении по вертикали вся морская толща соответствует периоду времени от новозвксина доныне и в ней может быть выделено пять горизонтов (слоев), каждый из которых имеет определенный фаунистический комплекс двустворчатых моллюсков (табл. 1).

Работами Л. А. Невесской (1959, 1963) было установлено, что выделенные фаунистические комплексы хорошо выдерживаются на больших пространствах и могут служить достаточно устойчивой стратиграфической основой для возрастной характеристики толщ прибрежных отложений в разных районах Черного моря. Выделенные горизонты, лежащие над новозвксинскими слоями, как явствует из табл. 1, получили наименование (снизу) бугазских, витязевских, каламитских и джеметинских слоев. Опираясь на биостратиграфическую шкалу, мы получили возможность констатации одновременности тех или иных палеогеографических событий. Это легло в основу расшифровки основных черт прибрежного седиментогенеза.

3. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПРИБРЕЖНЫХ ТОЛЩ, СВЯЗАННЫЕ С РАЗВИТИЕМ ТРАНСГРЕССИИ. НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ НА ШЕЛЬФЕ

Толща морских осадков, покрывающая обширные пространства дна северо-западной части района, образует трансгрессивную серию, причем ее нижние горизонты, обычно более грубозернистые, распространены на меньшей площади, чем верхние. По простирацию одновозрастные морские горизонты испытывают фациальные изменения в зависимости от глубин, на которых они возникли, рельефа дна и деталей местной палеогеографической обстановки. Наиболее мелководные отложения каждого горизонта маркируют древние береговые линии.

Характерной чертой всей сложно построенной трансгрессивной толщи является наличие многочисленных реликтов древних аккумулятивных форм (типа пересыпей, кос и т. п.), захороненных под слоями более молодых донных осадков. Реликт представляет собой продолговатое тело, сложенное грубозернистыми наносами, к которому со стороны берега обычно примыкает линза более тонкозернистых осадков, образовавшаяся в бухте либо под защитой древней аккумулятивной формы, либо лагунных илов, если форма полностью отчленила акваторию.

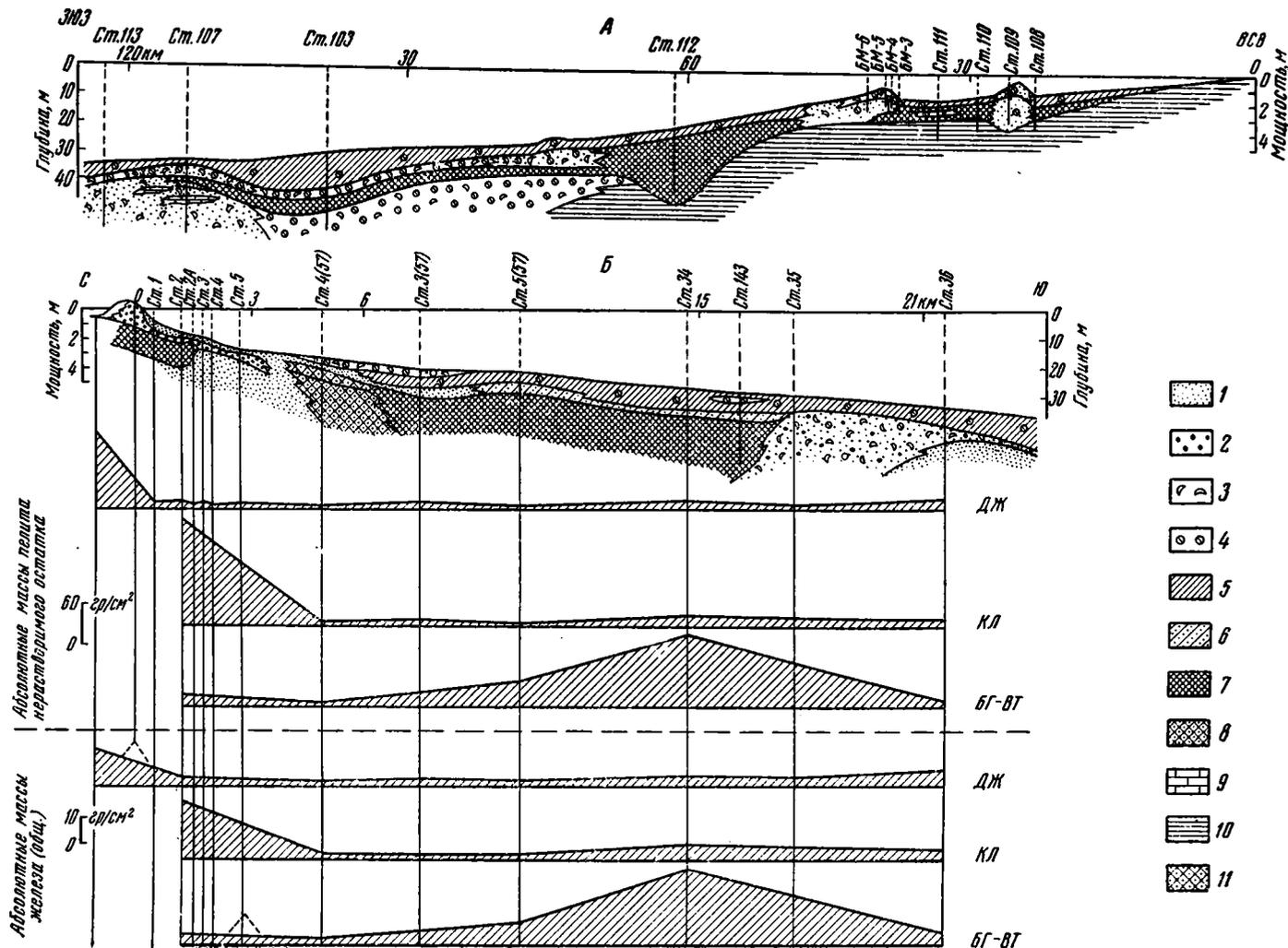
Приведенные разрезы (фиг. 2) показывают, что в ряде случаев таких тел (остатки пересыпей) в толще обнаруживается несколько, причем каждое из них сопровождается определенным сходным фациальным комплексом, и вся толща имеет ритмичное строение, причем чем древнее реликт пересыпи, тем дальше он лежит от берега и соответственно в более древних стратиграфических горизонтах. Наиболее четко подобная структура толщи отложений проявляется в районах крупных заливов (типа Каркинитского, Каламитского и др.), берега которых сложены рыхлым материалом. Здесь в процессе развития акватории заливов, по-видимому, периодически то возникали пересыпи, отчленившие от моря лагуны, то затоплялись, и морские отложения перекрывали и лагунные осадки и реликты аккумулятивных тел, а потом снова на некотором расстоянии возникали пересыпи, и процесс повторялся.

Фаунистический анализ показал, что все реликты могут быть разбиты на три возрастные группы: новоэвксинские, бугазские и каламитские. Современные аккумулятивные тела имеют джеметинский возраст. Были установлены четыре группы одновозрастных аккумулятивных тел.

Путем подсчета годичных микрослоев в линзах лагунного ила, разделяющих отдельные реликты пересыпей, с привлечением историко-археологических данных, а также данных по радиоуглеродным датировкам некоторых элементов побережий в других районах было установлено, что абсолютный возраст новоэвксинских пересыпей около 8—9 тыс. лет, бугазских — 6—6,5 тыс. лет, каламитских — 3—3,5 тыс. лет и джеметинских — около 1 тыс. лет (Невесский, 1961).

Как правило, наблюдается генетическая связь между наносами, слагающими реликты пересыпей, и местными береговыми обрывами, т. е. древние береговые аккумулятивные тела возникли при усиленной абразии берегов, ведущей к интенсивному поступлению местного абразионного материала в море. По-видимому, с новоэвксинской эпохи берега Черного моря на обширных пространствах четырежды подвергались усиленной абразии, что привело к поступлению в береговую зону больших масс рыхлых мобильных наносов, а это в свою очередь способствовало нарастанию аккумулятивных тел.

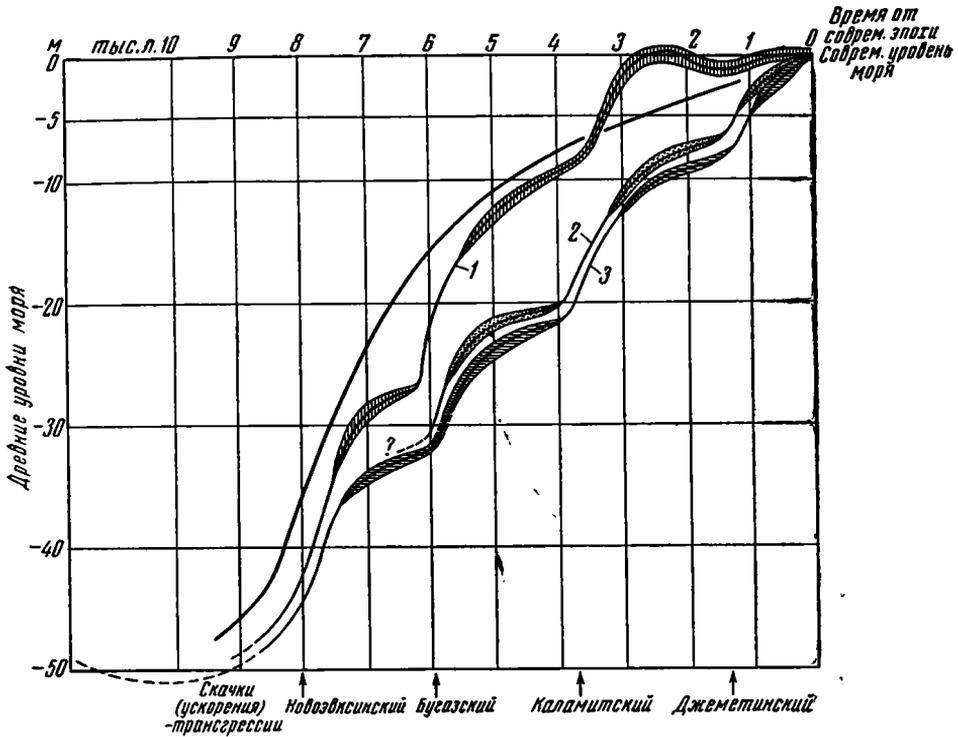
Учитывая всеобщность одновременно этого процесса на береговых участках, отдаленных друг от друга, можно считать, что подобный ход



Фиг. 2. Разрезы прибрежных отложений

А — район Каркинитского залива; Б — Анапский район. 1 — песок; 2 — галька и гравий; 3 — раковинный детрит; 4 — ракушка; ил: 5 — морской; 6 — морской песчаный; 7 — лагунный; 8 — лагунный алевритовый; 9 — литифицированные прибрежные отложения; 10 — глинистые породы; 11 — ил лагунный песчаный.

Под разрезами приведены графики распределения абсолютных масс железа и пелиты нерастворимого остатка для трех последовательных этапов развития берега — бугазско-витаевского (БГ-ВТ), каламитского (КЛ), джеметинского (ДЖ)



Фиг. 3. Кривые, отражающие относительное повышение уровня моря в последнюю эпоху для различных районов Черного моря

1 — район Анапы; 2 — район Каламитского залива; 3 — район Каркинитского залива

процесса на берегах был следствием неравномерного развития послеледниковой трансгрессии. По-видимому, в наступлении моря было четыре эпохи ускорения, что и повлекло за собой появление четырех групп одновозрастных аккумулятивных тел на подводном склоне. Каждый скачок трансгрессии вел к усилению абразии, и в период начинающегося замедления повышения уровня моря с некоторым запаздыванием начался рост аккумулятивных тел. В дальнейшем при продолжающемся замедлении трансгрессии и замирании абразии эти тела, испытывая дефицит наносов, постепенно деградировали и отмирали. Новый скачок трансгрессии обычно затоплял старые пересыпи, но одновременно усиливая абразию берегов, создавал условия для нарастания новых генераций аккумулятивных тел. Время, охватывающее эпоху ускорения трансгрессии и эпоху последующего ее замедления, вплоть до нового ускорения, мы рассматриваем как этап трансгрессии и одновременно как этап развития берега.

Таким образом, развитие процесса трансгрессии и образования аккумулятивных форм шло неравномерно и скачкообразно. Не только в северо-западном районе Черного моря, но и на других его участках (например, в Анапском районе и на Кавказском побережье) констатированы следы этого процесса в строении толщи прибрежных отложений. Для ряда районов чередование в толще линз ила и реликтов древних аккумулятивных тел послужило основой для создания графиков развития трансгрессии, сведенных на фиг. 3. Утолщения на графиках отображают периоды наиболее интенсивного нарастания аккумулятивных тел (Невесский, 1961). Можно отметить ускоренное развитие трансгрессии

в начальной стадии и постепенное затухание ее к современной эпохе, на что указывал в свое время В. П. Зенкович (1948). Кривая, характеризующая общее затухание трансгрессии, нанесена сплошной тонкой линией.

Графики для отдельных районов однотипны, что свидетельствует о единстве причин, породивших сходный морфологический процесс.

Однако современная глубина залегания одновозрастных реликтов пересыпей на подводном склоне различна, что объясняется действием последующих неотектонических подвижек, неодинаковых в различных районах. Так, например, пересыпи бугазского возраста (6000 лет), обнаруженные на дне Каркинитского залива и на дне северной части Каламитского залива, залегают теперь на глубине соответственно 25 и 20 м. Одновозрастная с ними пересыпь Анапского района залегают на глубине 10 м. Это указывает на относительное погружение дна Каркинитского и Каламитского заливов по сравнению с дном Анапского района в голоцене. Зная глубины залегания и абсолютный возраст реликтов, можно легко рассчитать величину и темп тектонических подвижек в голоцене.

Скорость неотектонического смещения (в сантиметрах, в столетие) равна:

$$v = \frac{h - h_1}{z},$$

где h и h_1 — глубины залегания одновозрастных реликтов по отношению к современному уровню моря, см; z — время (возраст реликтов) в столетиях.

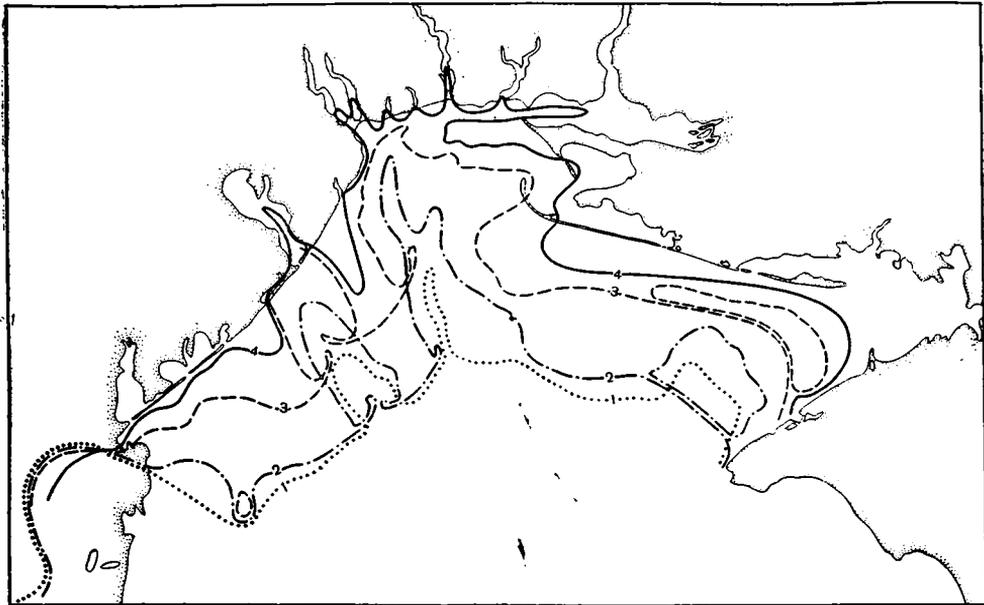
Подставив приведенные цифры, получим, что дно центральной части Каркинитского залива погружалось в течение последних 6000 лет со средней скоростью 25 см в столетие, а Каламитского залива (в его северной части) — 17 см в столетие.

Проведенные работы дали возможность, во-первых, констатировать непрерывность и неравномерность развития черноморской трансгрессии в голоцене, во-вторых, выделить четыре этапа ее развития, каждый из которых складывается из ускорения и последующего замедления подъема уровня моря, и привязать эти события как к относительной шкале, так и увязать их с абсолютным летоисчислением, в-третьих, охарактеризовать тектонические подвижки некоторых участков шельфа, обычно замаскированные эвстатическим подъемом уровня.

4. РАЗВИТИЕ КОНТУРА БЕРЕГОВ

Анализ колонок донных отложений (в частности, выявление ареалов распространения грубозернистых пляжевых отложений определенного возраста) позволил наметить ряд древних береговых линий. На схеме (фиг. 4) показаны некоторые из них, выделенные для новоэвксинского и бугазско-визязевского времени на северо-западе.

До начала трансгрессии берег моря был простым, затем в древне-черноморское время резко усложнился, а ближе к современной эпохе его конфигурация снова упростилась. Такие изменения находятся в соответствии с бурным началом черноморской трансгрессии и ее постепенным затуханием к современной эпохе. Контур берега как бы омолодился в начале трансгрессии, а потом начал стареть, упрощаться, сглаживаться. Однако это только общий фон, на котором в связи с этапами трансгрессии контур берега то омолаживался, когда затоплялись старые аккумулятивные формы и появлялись свежие ингрессионные врезы (при ускорениях трансгрессии), то старел, спрямлялся, когда бухты



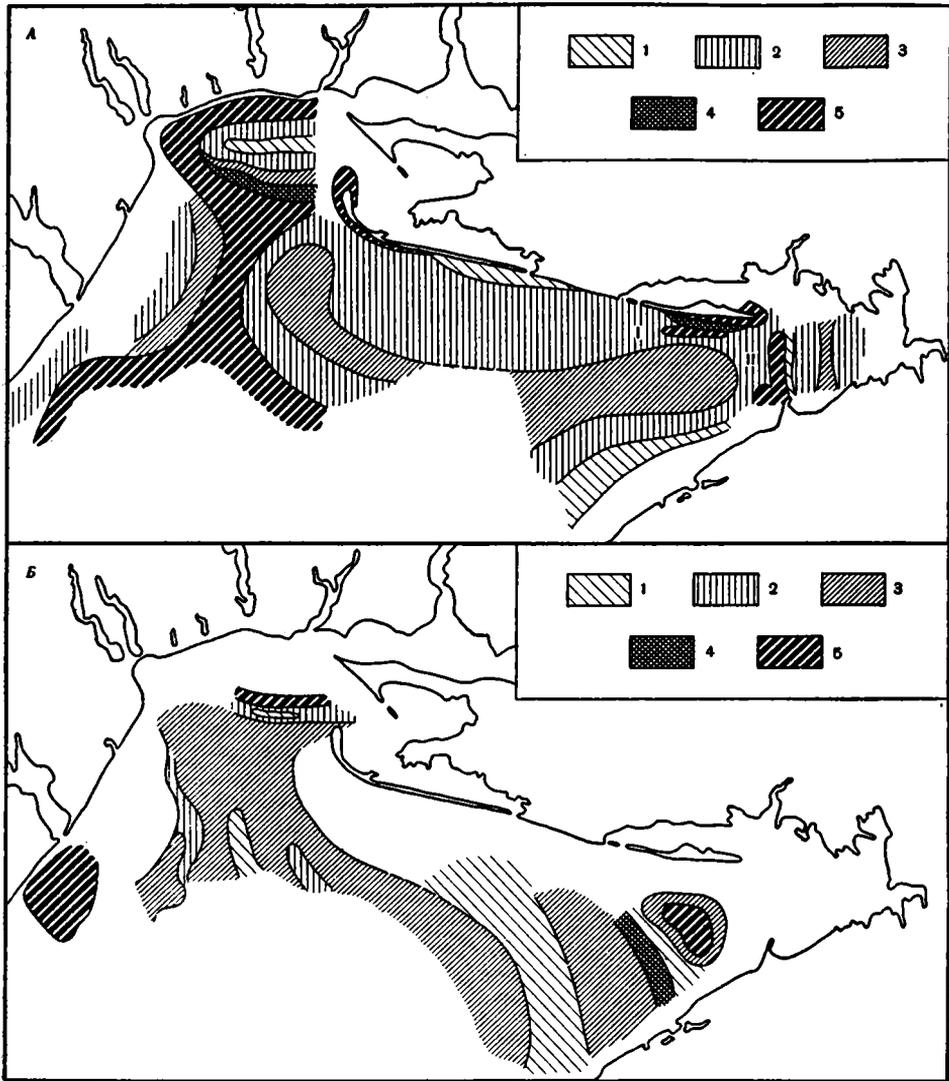
Фиг. 4. Схема развития берегового контура в течение голоцена
 Контур берега по этапам: 1 — в начале новозвксинского (~8500 лет назад); 2 — в середине новозвксинского; 3 — в конце новозвксинского (~6500 лет назад); 4 — в конце бугазско-византийского (~3500 лет назад)

отгораживались от моря новыми косами-пересыпями (при замедлении трансгрессии). Процесс был неровным, пульсирующим и отчетливо отразился на структуре прибрежных осадочных толщ.

5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЩИХ АБСОЛЮТНЫХ МАСС ОСАДКА. ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЧЕСКОГО ОСАЖДЕНИЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ПОЛОСЕ

Для выяснения особенностей механического осадения материала в прибрежной полосе нами были составлены графики (по профилям) и карты распределения общих абсолютных масс для трех последовательных этапов: бугазско-византийского, каламитского и джеметинского (при составлении карт иногда джеметинские и каламитские слои объединялись, в особенности для северо-запада, где фауна монотонна), а также графики и карты, характеризующие крупность осадка как в поверхностном слое, так и в толще.

В распределении общих абсолютных масс осадка каламитско-джеметинского времени можно заметить резкое увеличение их в зонах молодых аккумулятивных тел. Это хорошо прослеживается на косах Тендра, Джарылгач, Бакал, а также на тех уже подводных теперь формах, которые активно нарастают в каламитское время (Древнеджарылгачская, Древнебакальская и Чурюмская косы и др.; фиг. 5, А). В других аккумулятивных районах черноморского побережья наблюдалась аналогичная картина. Следует отметить, что строго локальное и интенсивное осадение материала при одновременном образовании аккумулятивного тела в итоге волновых процессов является характерной закономерностью осадкообразования в береговой зоне на малых и нулевых глубинах (надо оговориться, что эта закономерность отчетливее всего



Фиг. 5. Схема распределения общих абсолютных масс осадка ($г/см^2$)
 Осадки, отложившиеся: А — в течение каламитско-джеметинского времени (за последние 3000 лет); Б — в течение бугазско-витязевского времени (6000—3000 лет назад); 1 — 20—50; 2 — 50—100; 3 — 100—200; 4 — 200—300; 5 — >300. I — реликт Древнеджарылгачской косы каламитского возраста; II — реликт Древнебакальской косы каламитского возраста

проявляется именно в крупных областях прибрежной аккумуляции, где возникают разнообразные аккумулятивные тела; в абразионных же областях часто накопление отложений вблизи берега минимально или даже отсутствует совсем).

Второй максимум общих абсолютных масс прослеживается на больших глубинах. Он является началом того максимума, который отмечен для нижней части шельфа и континентального свала Н. М. Страховым и др. (1954).

Промежуточная зона характеризуется колеблющимися мощностями, зависящими от привноса, биологического процесса, но в основном от рельефа.

По схеме (см. фиг. 5, А) и табл. 2 можно заметить, что в депрессиях дна (например, Одесский желоб, Центральный желоб, центральная часть Каркинитского залива) откладывались большие абсолютные массы осадка, а на возвышенностях дна (гребень Одесской банки, южный склон Одесской банки) — меньшие.

Цифры, приведенные в табл. 2, дают представление о том, за счет каких компонентов формировались повышенные общие абсолютные массы на том или ином участке дна.

Таблица 2

Содержание абсолютных масс отдельных компонентов осадка, отложившихся в различных частях дна в течение каламитско-джеметинского времени, г/см²

Район дна	Компоненты				
	Общие абсолютные массы	Абсолютные массы нерастворимого осадка	Абсолютные массы общего карбоната	Абсолютные массы биогенного карбоната	Абсолютные массы Сорр
Одесский желоб	358,8	267,0	118,0	2	10,26
Гребень Одесской банки	62,0	21,3	40,7	37,8	0,08
Северный склон Одесской банки	416,0	116,0	299,1	274,0	0,33
Центральный желоб	342,0	57,8	285,0	211,0	6,22
Коса Тендра	432,0	83,8	348,2	275,0	0,03
Центральная часть Каркинитского залива	138,3	80,1	58,1	36,9	4,32
Коса Джарылгач	270,0	192,0	78,0	20,0	—
Бакальская банка	450,0	135,5	315,0	170,0	0,10
Чурюмская банка	189,1	158,5	30,5	16,0	0,30

Из табл. 2 видно, например, что в Одесском желобе большие абсолютные массы осадка возникли в основном за счет привноса силикатного материала (аллювий Днепра), в Центральном желобе — за счет усиленного образования биогенного материала (ракуша), откладывавшегося *in situ*. На гребне Одесской банки малые абсолютные массы осадка определяются в основном биогенным карбонатом, а на ее южном склоне — силикатным материалом.

Из табл. 2 также видно, за счет каких компонентов образовались большие абсолютные массы при нарастании молодых аккумулятивных тел на малых глубинах. Так, например, на северном склоне Одесской банки, где имеется новейшее донное аккумулятивное накопление, большие мощности возникли за счет карбонатного материала в основном ракуши, перемещенной и сконцентрированной на свале банки волнами. На дистальном конце косы Тендра отложились огромные массы осадка в связи с накоплением в этом месте ракуши, в то время как на косе Джарылгач, так же как и на Чурюмской, интенсивно накапливался в основном силикатный материал. На Бакальской банке повышенные абсолютные массы осадка возникли в основном за счет карбонатного материала смешанного генезиса.

Распределение абсолютных масс осадка в бугазско-витязевское время подчинялось тем же закономерностям, что и в каламитско-джеметинское. В бугазско-витязевское время (см. фиг. 5, Б) повышенные абсолютные массы осадка возникали: а) в узких прибрежных зонах, где в то время нарастали аккумулятивные тела (зона к югу от Одесской банки — в основном пляжевые накопления; зона к северу от бухты Ярычгач — пересыпь); б) на больших глубинах; в) в ложбинах и депрессиях дна (Центральный желоб, депрессия в западной части Каркинитского зали-

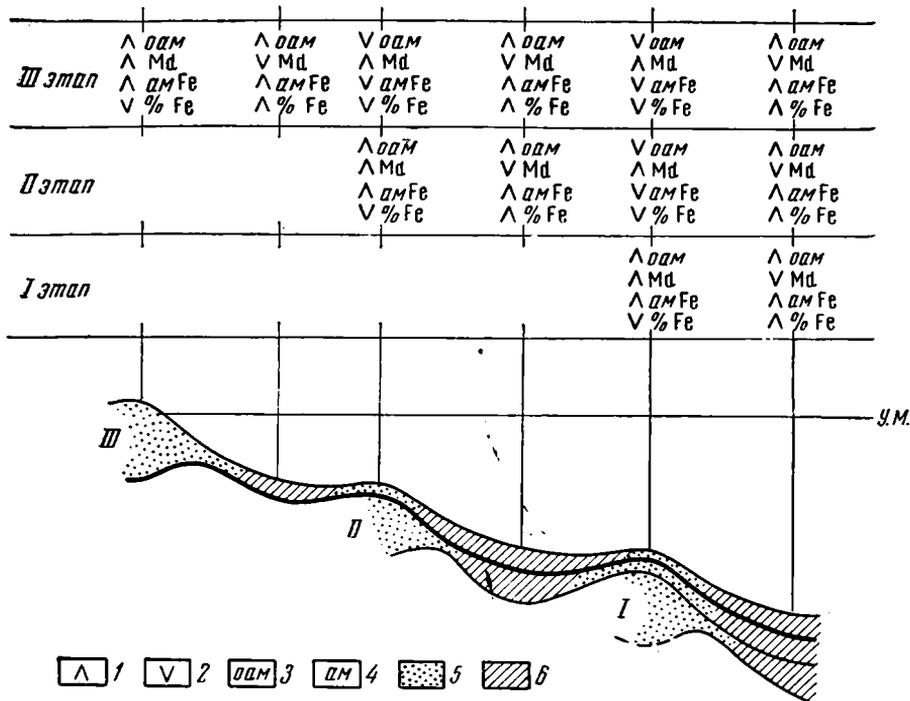
ва и др.). Пониженные абсолютные массы осадка откладывались на возвышенностях дна (широкая банка в западной части Каркинитского залива, возникшая на месте новоэвксинской пересыпи).

Однако при сравнении карт (см. фиг. 5, *А* и *Б*) можно заметить существенные различия в расположении зон с повышенным накоплением общих масс осадка. Если для каламитско-джеметинского времени эти зоны протягивались полосами приблизительно вдоль современного берега, то для бугазско-витаевского времени более характерна мозаичность распределения. Это отдельные пятна, очаги повышенных масс, соответствующие резким ингрессионным врезам берега — бухтам, заливам и лагунам, существовавшим в бугазско-витаевскую эпоху (залив на месте центрального желоба, лагуна в вершине Каркинитского залива, бухта против устья Днестра). Кроме того, может быть отмечена также следующая особенность накопления абсолютных масс осадка: аккумулятивное тело, активно нараставшее в определенную стадию динамического развития берега, в последующую эпоху, погрузившись под уровень моря и образовав банку (возвышенность дна), стало зоной минимального осадконакопления. Это хорошо видно на фиг. 5, *Б*, где показана широкая полоса минимального накопления осадков в западной части Каркинитского залива.

В новоэвксинский этап развития здесь существовала новоэвксинская пересыпь с большими мощностями осадка. Погрузившись, пересыпь образовала банку, на поверхности которой в бугазско-витаевское время отложилось минимальное количество осадков. На фиг. 5, *А* может быть отмечена зона минимального накопления осадка на южном склоне Одесской банки. Во время бугазско-витаевского этапа развития здесь существовала полоса мощных прирусловых и пляжевых накоплений сложного генезиса. Погрузившись, она образовала пологий вал на дне; на нем в каламитско-джеметинское время отложилось минимальное количество осадков. Отмеченная закономерность прибрежного осадконакопления неоднократно отмечалась и в других прибрежных районах. Любая возвышенность дна, возникшая в определенный этап развития побережья, остается зоной минимального осадконакопления до полной нивелировки дна в этом месте. Процесс нивелировки часто охватывает несколько этапов.

При рассмотрении фиг. 5, *А* и *Б* отмечается крайняя неравномерность осаждения материала для обоих этапов, что, очевидно, свойственно прибрежной области моря. Однако, несмотря на неравномерность осадконакопления, оно было строго закономерным и определялось в первую очередь общим морфодинамическим развитием прибрежной полосы в течение данного этапа. Осаждение во время каждого этапа осуществлялось двумя принципиально отличными путями: 1) волновым, в итоге роста аккумулятивных тел на мелководье; 2) неволновым, на более глубоких участках дна — путем выпадения твердого вещества из водной массы вне активных волновых воздействий.

Граница между зонами волнового и неволнового седиментогенеза является условной, так же как и наименование самих зон. Волновая зона охватывает верхнюю часть подводного берегового склона, где происходит резкая деформация и разрушение волн, активное перемещение и переотложение наносов, часто сопровождающееся либо размывом берега, либо нарастанием аккумулятивных форм. Неволновая зона охватывает нижнюю часть подводного берегового склона, где волновые движения ослаблены и непостоянны, потоки наносов отсутствуют и твердое вещество (взвеси) более или менее спокойно осаждается на дно из водной толщи. В волновой зоне осадконакопления за короткое время в



Фиг. 6. Схематический разрез трансгрессивной толщи, включающей реликты аккумулятивных тел.

1 — большое значение; 2 — малое значение; 3 — общие абсолютные массы; 4 — абсолютные массы; 5 — грубозернистые отложения; 6 — тонкозернистые отложения. Римские цифры — этапы развития берега и осадконакопления

локальных участках могли накапливаться огромные абсолютные массы осадка. В неволновой зоне абсолютные массы осадка распределялись неравномерно, в зависимости от ряда причин (питание, биологический процесс и др.), но в основном в зависимости от рельефа. Устойчивая тенденция к накоплению больших абсолютных масс осадка в депрессиях дна вела к постепенной нивелировке донного рельефа.

Осаждаясь у берегов, материал интенсивно дифференцировался по крупности. В общем случае для каждого момента геологической истории крупность осаждающегося на подводном береговом склоне материала зависела в первую очередь от глубины, рельефа дна и конфигурации берегов, т. е. от факторов, влиявших на активность придонного слоя воды, а также от питания того или иного участка побережья седиментационным материалом. Непосредственно у берега, на малых глубинах отлагался грубозернистый материал, на больших глубинах — более тонкозернистый. Как правило более грубозернистый материал отлагался также на всех возвышенностях дна, а в депрессиях рядом расположенных — при прочих равных условиях — более тонкозернистый. Большую роль играла конфигурация береговой линии. В защищенных районах побережья, заливах, бухтах и т. п. формировался более тонкозернистый материал, чем на тех же глубинах в участках открытого взморья.

При отложении осадков в течение одного этапа развития берега, в образующейся толще осуществлялась связь между отложением абсолютных масс и распределением крупностей осадка. Она была различной для обеих отмеченных зон осадконакопления.

В зоне волнового (динамического) осадконакопления, где за счет роста аккумулятивных тел сравнительно быстро возникали повышенные

мощности осадка, откладывался преимущественно грубозернистый материал. В зоне неволнового осадконакопления материал по крупности дифференцировался по-разному: на возвышенностях откладывались грубозернистые осадки (пониженных мощностей), а в ложбинах — тонкозернистые осадки (повышенных мощностей), что привело, как отмечалось, к нивелировке донного рельефа, а также к образованию значительных по мощности толщ с выдержанным гранулометрическим составом.

На протяжении нескольких этапов, в процессе отступления берега аккумулятивные тела разного возраста последовательно затапливались. Иными словами, узкая зона волнового осадконакопления постепенно смещалась под зону неволнового осадконакопления и перекрывалась осадками последней.

В вертикальном разрезе возникало сложное сочетание распределения общих абсолютных масс и крупностей. На фиг. 6 дан схематический разрез подобной толщи. Жирной чертой отделен верхний слой осадков, возникший в последний этап развития берега. В левой части этого слоя показаны мощные грубозернистые осадки новейшего аккумулятивного тела. Справа — осадки, возникшие на подводном склоне, с изменяющимися мощностями и крупностями в зависимости от рельефа дна. Под верхним слоем лежат слои, образовавшиеся в предыдущие этапы развития берега. Литологический состав верхнего и нижнего слоев близок, однако мощные грубозернистые отложения динамических зон нижних слоев смещаются все дальше в сторону моря.

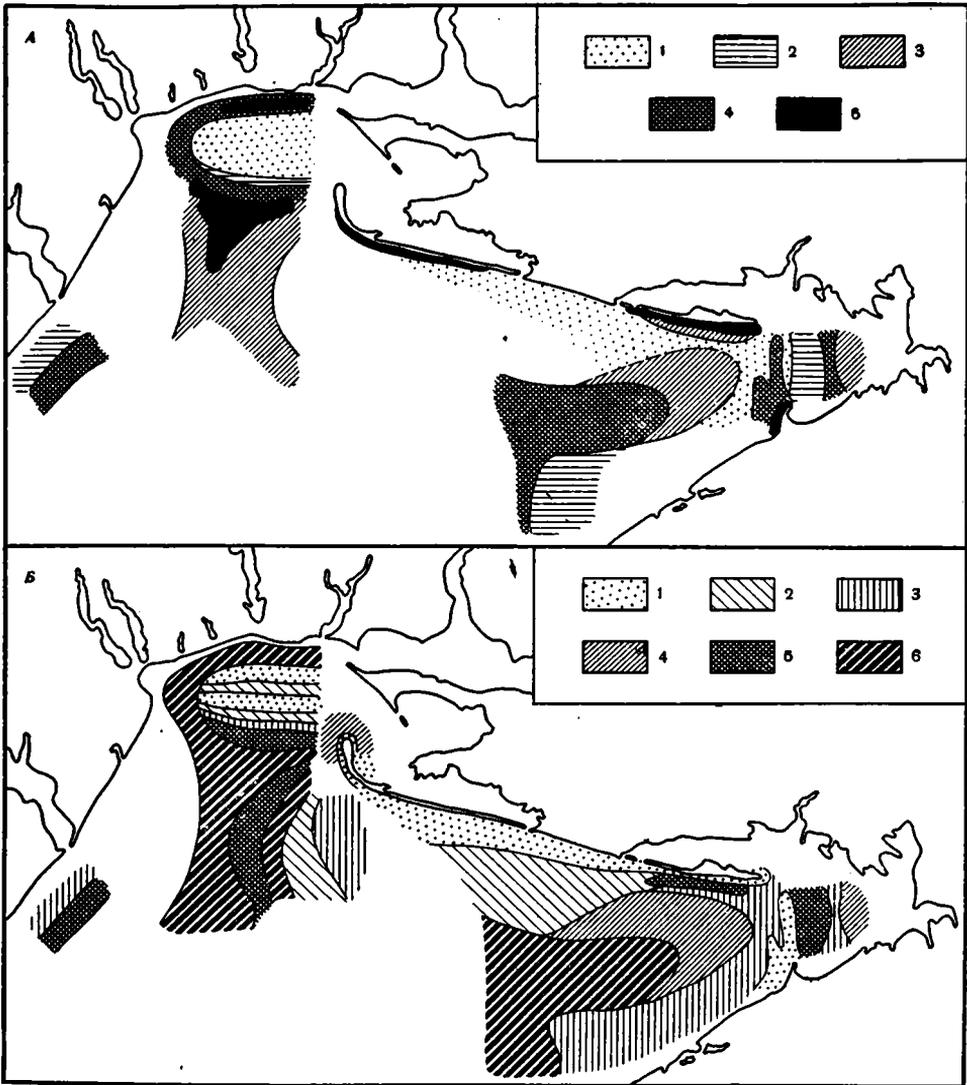
Осадконакопление в прибрежной полосе моря осуществлялось по-разному для волновой и неволновой зон. Эти различия сказывались как в распределении мощностей, так и в распределении крупностей для каждого этапа развития берега, а в течение нескольких этапов обуславливали становление закономерно трансгрессивной осадочной структуры. Как будет показано, эти различия во многом определяли и распределение отдельных компонентов в осадочных толщах. Поэтому выделение двух зон прибрежного седиментогенеза — волновой и неволновой представляется нам весьма существенным.

Остановимся теперь на особенностях распределения отдельных компонентов.

6. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ КОМПОНЕНТОВ В ТОЛЩЕ ОСАДКОВ

Для железа очень наглядными оказались графики распределения его абсолютных масс в последующие хронологические (см. фиг. 2, Б) интервалы. Наиболее показателен разрез для Анапского района, сделанный против Бугазской пересыпи к западу от г. Анапы. Максимальное количество железа в джеметинское время отложилось в современной лагуне. На подводном склоне количество железа падает, а затем увеличивается с глубиной в связи с общим измельчением осадка. Из графиков распределения всех остальных компонентов осадка наиболее близок к разобранному график распределения пелита нерастворимого остатка (приведенный на той же фигуре), что указывает на их генетическую связь. Железо, тяготея к тонким фракциям, очевидно, распределяется механическим путем совместно с терригенным пелитом и накапливается там же, где он.

График, составленный для каламитского этапа, имеет максимум, сдвинутый в сторону моря. В каламитское время здесь существовала лагуна. К этому графику чрезвычайно близок график содержания терригенного пелита, что подтверждает отмеченную ранее закономерность.



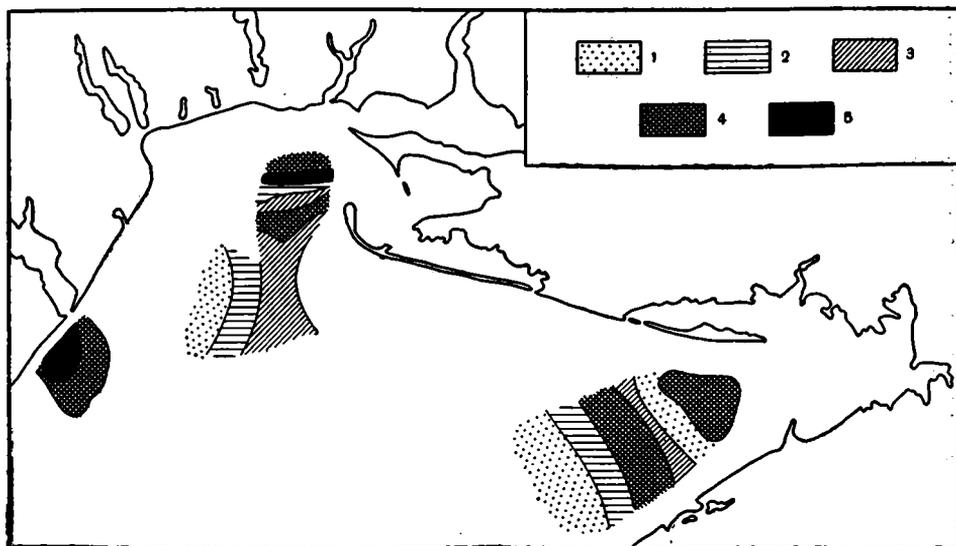
Фиг. 7. Схема распределения абсолютных масс

А — железа; содержание Fe ($г/см^2$): 1— <1 ; 2—1—2; 3—2—4; 4—4—10; 5— >10 ; Б — пелита нерастворимого остатка; содержание силикатного пелита ($г/см^2$): 1— <1 ; 2—1—2; 3—2—4; 4—4—10; 5—10—20; 6— >20 , отложившиеся в течение каламитско-джеметинского времени

Наконец, в бугазско-витаевское время пики повышенных количеств железа и пелита нерастворимого остатка сдвинуты еще дальше в море, в зону линзы ила, отлагавшегося в то время в древнейшей лагуне.

Таким образом, общее строение трансгрессивной толщи прибрежных отложений контролирует распределение одного из главных компонентов осадка — железа. Железо залегает в пределах крупных линз ила, смещающихся все дальше от берега и погружающихся все глубже в толщу осадка.

Распределение железа на северо-западе в каламитско-джеметинское время показано на фиг. 7, А. Если исключить сравнительно узкую прибрежную полосу с пляжами, новейшими аккумулятивными телами и т. п., т. е. зону волнового осадконакопления, то приведенная схема близ-



Фиг. 8. Схема распределения абсолютных масс железа, отложившихся в бугазско-византийское время

Содержание Fe (г/см²): 1 — <1; 2 — 1—2; 3 — 2—4; 4 — 4—10; 5 — >10

ко совпадает со схемой распределения терригенного пелита (фиг. 7, Б), что свидетельствует о преобладании механического процесса при распределении железа. В соответствии с распределением пелита на дне, большие абсолютные массы железа скапливались в ложбинах (Центральный желоб, Одесский желоб и др.) и на больших глубинах (т. е. там, где отлагались тонкозернистые осадки повышенной мощности), а на возвышенностях дна в связи с отложением грубозернистых осадков пониженной мощности, абсолютные массы железа были невелики (Одесская банка).

На фиг. 8 приведена схема распределения железа (в абсолютных массах) для бугазско-византийского времени. В центральной части схемы (зона неволнового осадконакопления) распределение железа является почти аналогичным распределению пелита нерастворимого остатка, что подтверждает закономерную связь между железом и силикатным пелитом, отмеченную для каламитско-джеметинского времени и ведущую роль механического осаждения в распределении железа.

При сравнении двух схем распределения железа (фиг. 7, А и фиг. 8, А) можно заметить, что в то время как для верхних горизонтов (каламитско-джеметинское время) распределение железа имеет линейный характер, для нижних (бугазско-византийское время) — в соответствии с другой палеогеографической обстановкой — очаговый.

Из приведенного материала можно сделать вывод, что железо, распределяемое в зоне прибрежного неволнового осадконакопления, концентрируется в толще в соответствии с ее структурой. Тяготея обычно к мелкозернистым осадкам, оно распределяется в толще механическим путем вместе с терригенным пелитом. Эту закономерность можно проследить на широких площадях дна.

В непосредственной близости от берега, в зоне волнового осадконакопления, распределение и концентрация железа носят иной характер. Для каждого данного этапа развития берега истинная интенсивность осаждения железа может резко повышаться в узких полосах у берега, где нарастали аккумулятивные тела. Повышенные абсолютные массы

железа здесь ассоциируют с грубозернистыми отложениями. Даже при низких процентных содержаниях железа в песках, большие абсолютные массы его откладываются за счет повышенных мощностей осадка. Это показано на профиле для Анапского района пунктирными пиками (см. фиг. 2, Б). Каждый пик отмечает участок, где в данный этап развития берега отлагались большие абсолютные массы железа благодаря нарастанию в этом месте аккумулятивной формы. На северо-западе в каламитско-джеметинское время большие абсолютные массы железа отложились в новейших аккумулятивных телах — в косах Тендра, Джарылгач, Бакальская и др. (см. фиг. 7, А), а также в древних пересыпях каламитского возраста, ныне погруженных под уровень моря и перекрытых плащом донных осадков (удлиненная зона повышенного содержания железа к северу от Бакальской косы и в районе Чурюмской банки). То же можно отметить и для бугазско-витязевского этапа (см. фиг. 8, удлиненная зона на южном склоне Одесской банки и др.).

Процентные содержания железа в песках зоны волнового осадконакопления обычно низки, но и здесь часто наблюдаются отклонения, так как в песках прибойной полосы, благодаря сепарирующей деятельности волн, возникают природные шлихи с тяжелыми железосодержащими минералами; за счет этого процент железа резко возрастает.

Таким образом, при рассмотрении разрезов прибрежной толщи повышенные абсолютные массы железа могут отмечаться и в илах, и в залегающих рядом песках вследствие их повышенной мощности, а иногда и в связи с высоким процентным содержанием железа.

Все сказанное дает возможность утверждать, что распределение железа в прибрежной полосе происходит, в основном, благодаря первичному механическому разносу и осаждению железосодержащих взвесей и песков, но в береговой полосе это механическое осаждение происходит по-разному в зонах волнового и неволнового осадконакопления. В первой в аккумулятивных областях обычно (если исключить концентраты) в течение одного этапа откладываются большие абсолютные массы железа при малых процентных содержаниях его в осадке и больших мощностях осадка. В зоне неволнового осадконакопления в ложбинах откладываются большие абсолютные массы при больших процентных содержаниях и больших мощностях осадка, но на возвышенностях дна откладываются малые абсолютные массы при пониженных процентных содержаниях железа и малых мощностях. (Отсюда следует, что процентная методика дает искаженные результаты при изучении истинной интенсивности осаждения железа в зоне волнового осадконакопления, но для зоны неволнового осадконакопления получаются приблизительно верные результаты).

В течение двух и более этапов развития берега при смещении в процессе трансгрессии зоны волнового осадконакопления под зону неволнового (затопление аккумулятивных тел) в вертикальном разрезе могло возникать сочетание особенностей накопления того и другого типа для железа (см. фиг. 6).

Таким образом, распределение железа в прибрежной толще очень сложный процесс. Очаги повышенного содержания железа могут тяготеть к осадкам разного гранулометрического типа. Сложность эта усугубляется еще и тем, что после захоронения остатков пересыпей и линз лагунного ила в чрезвычайно неоднородных прибрежных толщах начинается миграция железистых растворов, влекущая за собой аутигенное минералообразование и диагенетическое перераспределение железа. Из графиков распределения абсолютных масс железа в Анапском разрезе видно (см. фиг. 2, Б), что чем древнее линза ила в ступен-

чатой структуре, тем больше в ней железа. Микроскопические исследования показали, что это происходит за счет концентрации аутигенного пирита в толще.

Распределение железа зависит также от питания данного берегового района железосодержащим материалом. Из приводимых схем видно, что там, где с суши поступает много железа, содержание его в осадке также увеличивается (Одесский желоб). Такая же картина отмечается в Анапском районе, где в западной части количества железа в осадках значительно выше, чем в восточной в связи с размывом на западе в береговых обрывах, обогащенных железом пород киммерийского возраста. Это подчеркивает, между прочим, громадную роль местных источников питания для прибрежного седиментогенеза.

Кроме того, распределение железа осложняется распределением и разбавляющим влиянием других компонентов. Это заставляет, изучая железо, не менее пристальное внимание обращать на распределение других основных компонентов осадка. Было установлено, что распределение каждого основного компонента зависит прежде всего от общего геоморфологического развития данного берегового участка, и, кроме того, имеет свои специфические особенности в соответствии со свойствами самого компонента. Так, органический углерод, будучи, как правило, мелкодисперсным, тяготеет в основном к мелкозернистым осадкам. Это отчетливо прослеживается на всех картах распределения абсолютных масс $S_{орг}$ как в Анапском районе, так и на северо-западе для всех этапов развития берега. Например, в центральной части Каркинитского залива, там где откладывались преимущественно мелкозернистые осадки, в течение каламитско-джеметинского времени отложилось $4,32 \text{ г/см}^2 S_{орг}$. По периферии залива, в зоне развития более грубозернистых отложений, количество $S_{орг}$ не превышало $0,1 \text{ г/см}^2$ (см. табл. 2). Однако в некоторых участках прибрежного мелководья и в грубозернистых осадках были отмечены повышенные количества $S_{орг}$. Они наблюдались в песках пляжей тыльных сторон кос Джарылгач и Тендра, где волнами выбрасывается огромное количество водорослей, которые образуют прибрежные валы, уплотняются и частично захороняются песком. Таким образом, в зоне волнового осадконакопления при благоприятных условиях могут и в грубозернистых отложениях возникать повышенные концентрации $S_{орг}$, правда достаточно локализованные. В ряде случаев повышенные концентрации $S_{орг}$ могут возникать в осадке в итоге усиленного развития биоса, в особенности в седиментационных очагах (бухтах, лиманах и пр.).

Таким образом, можно констатировать, во-первых, наличие комплекса процессов, ведущих к концентрации $S_{орг}$ в осадке, во-вторых, неодинаковое развитие процессов механического осаднения для зон волнового и неволнового осадконакопления, в результате чего в некоторых (редких) случаях $S_{орг}$ может концентрироваться не только в мелкозернистых, но и в грубозернистых осадках, в-третьих, преобладающее, как правило, влияние процессов механического осаднения на распределение $S_{орг}$, благодаря чему возникает четкая приуроченность концентраций $S_{орг}$ к гранулометрическим фациям, в особенности для осадков, возникших в зоне неволнового осадконакопления.

Количество $S_{орг}$ в осадке обычно невелико, но являясь сильнейшим геохимическим стимулятором, оно может существенно повлиять на перераспределение железа в толще и способствовать его концентрации в определенных участках.

Карбонат кальция распределяется в прибрежных толщах весьма сложно. Из табл. 2 видно, что в течение определенного этапа развития

берега повышенные абсолютные массы карбоната кальция могли откладываться в различных участках дна и тяготеть к различным гранулометрическим типам осадков. В зоне же неволнового осадконакопления невозможно провести параллель между распределением карбоната кальция и пелита нерастворимого остатка.

Обычно CaCO_3 концентрируется в тонкозернистых осадках на больших глубинах, в западинах дна и т. п., но на широких площадях в благоприятных условиях может откладываться биогенный карбонат, что нарушает указанную связь с гранулометрическим составом осадка и может оказать большое влияние на распределение. В зоне волнового осадконакопления для северо-запада повышенные абсолютные массы CaCO_3 отмечены на современных аккумулятивных телах — косах и пересыпях, — причем в грубозернистой фракции. Это обычно ракуша, входящая в качестве составного элемента в мощные слои осадка. Иногда ракуша, отсепарированная волнами, слагает линзы и прослой в аккумулятивных телах, что обуславливает не только повышенные абсолютные массы CaCO_3 в аккумулятивных телах, но и высокие процентные содержания. Строение трансгрессивной толщи не контролирует распределение CaCO_3 , и в этом отношении мы имеем существенные отличия от распределения $\text{C}_{\text{орг}}$ и железа. Карбонат кальция, тяготеющий в отличие от $\text{C}_{\text{орг}}$ и железа ко всем размерным фракциям и активно продуцируемый биосом, распределяется в соответствии с конкретными условиями, и в его локализации в равной степени могут играть решающую роль как механическое осаждение неволновое, так и механическое осаждение волновое (с сепарационным эффектом) и биологический процесс. Последний часто имеет решающее значение. Огромную роль в перераспределении CaCO_3 в толщах осадка играет диагенетический процесс.

Составляя весьма значительную часть осадка в прибрежной полосе Черного моря, карбонат кальция оказывает весьма заметное «разбавляющее» влияние на железо и другие компоненты осадка в тех местах, где он концентрируется.

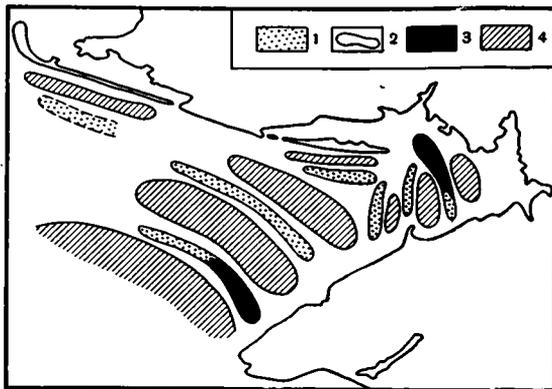
Лишь изучая в комплексе распределение всех основных компонентов, можно установить особенности распределения каждого из них.

7. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ОТДЕЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ПРИБРЕЖНЫХ ТОЛЩАХ

Из приведенного материала можно сделать вывод, что распределение и локализация каждого компонента в прибрежных толщах почти всегда происходит под влиянием ряда дифференцирующих процессов в зависимости от конкретной обстановки и неодинаково для зон волнового и неволнового осадконакопления. Например, железо концентрируется в определенных участках дна в результате механического (неволнового) осаждения, в определенных местах прибрежного мелководья в результате механического (волнового) осаждения с сепарационным эффектом. Последующее химическое перераспределение вносит в распределение железа существенные коррективы. В распределении CaCO_3 решающую роль в зависимости от условий и места осаждения могут играть механическое осаждение волновое, механическое осаждение неволновое, биологический процесс и химический процесс.

Однако для каждого компонента или группы компонентов имеются главные или предпочтительные дифференцирующие процессы и второстепенные. Так, для кластофильных компонентов — это механическое осаждение, для CaCO_3 — биологическое.

Главным дифференцирующим процессом для прибрежной полосы, как видно из приведенного материала, нужно считать механическое осаждение, являющееся, по Н. М. Страхову, основным актом химической дифференциации. Но у берегов оно имеет ряд особенностей. Помимо пестрого, но в общем обычного перераспределения и отложения материала на подводном склоне (в зоне неволнового осаждения), оно осуществляется частично в виде нарастания аккумулятивных тел (в зоне волнового осаждения). В последнем случае, с одной стороны, в узких полосках мелководья возникает глубокая гранулометрическая дифференциация вплоть до сепарации, а с другой — сами аккумулятивные тела, изменяя рельеф береговой зоны, контур береговой линии и характер местной гидродинамики, глубоко изменяют течение механического осаждения на участках своего возникновения.



Фиг. 9. Схематическое изображение участков, обогащенных железом, Сорр и тяжелыми минералами в толще голоценовых осадков, залегающих на дне Каркинитского залива

1 — реликты аккумулятивных тел, 2 — современные аккумулятивные формы, 3 — участки, обогащенные тяжелыми минералами, 4 — участки, обогащенные железом и Сорр

Особенно характерно при этом образование морфологических и седиментационных очагов, где гранулометрический спектр, профиль и сортированность осадка могут резко изменяться.

Описывая развитие прибрежных районов Черного моря в голоцене, мы отмечали, что образование подобных очагов происходило эпизодически, в определенные периоды развития берега, когда вследствие скачков и последующих замедлений темпа трансгрессии нарастали аккумулятивные тела, отчленявшие лагуны. В ходе черноморской трансгрессии этот процесс повторялся четырежды. Это вызвало четырехкратное относительное усиление роли химической и биологической садки в образовавшихся морфологических очагах — лагунах. Роль механического осаждения в эти периоды несколько снижалась.

Таким образом, мы можем констатировать: 1) комплексность дифференцирующих процессов для каждого компонента; 2) предпочтительность некоторых из этих процессов для каждого компонента; 3) историческое непостоянство в силе проявления этих процессов в зависимости от стадии развития берега.

В итоге описанного процесса, как было показано, возникают глубокая дифференциация веществ и четкая приуроченность отдельных компонентов к определенным элементам осадочной структуры, в зависимости от всего хода морфодинамического развития берега, а также в связи с развитием неотектонических движений и самой трансгрессии.

Следовательно, распределение компонентов на шельфе в толще осадков может быть вскрыто лишь на основании разностороннего палеогеографического анализа с учетом всех действовавших факторов.

В процессе образования трансгрессивной толщи в определенных ее зонах могут возникнуть рудные концентрации тех или иных компонентов.

В силу ритмичности трансгрессии и генерируемой этим ритмичности морфологического развития берега, ритм передается и в процесс седиментации, и в образование рудных слоев.

Рудные горизонты, как правило, образуются в конце каждого этапа, когда максимального развития достигают аккумулятивные тела (в которых могут образоваться россыпи), а также седиментационные очаги-лагуны (в некоторых также может локализоваться ряд полезных компонентов — железо, соли, битумы и т. д.).

В ступенчатых прибрежных структурах, где очень сильно проявилась морфологическая унаследованность, и запечатлены несколько этапов развития берега, могут возникнуть несколько рудных горизонтов. Это дает возможность вскрывать обширные рудоносные площади на шельфе, в которых рудные тела залегают на различных стратиграфических горизонтах.

Примером такой рудоносной площади может служить современный Каркинитский залив (фиг. 9), где на дне в прибрежных толщах залегают участки, перспективные в отношении россыпных минералов. Это реликты древних аккумулятивных тел, пространственное расположение которых определено всем предыдущим развитием этого района. В этом районе обнаружено шесть реликтов. Кроме того, в заливе существуют три современные аккумулятивные формы — косы Тендра, Джарылгач и Бакальская. В некоторых из этих песчаных тел отмечены повышенные концентрации (до 15—25% в определенных горизонтах) тяжелых минералов (коса Джарылгач, банка Чурюмская, реликт древней Тархункутской пересыпи в его юго-восточной части). Между реликтами залегают линзы тонких лагунных илов, обогащенные железом и органическим углеродом.

Следует отметить, что рассмотренные районы по морфодинамическим признакам и характеру развития представляют собой широко распространенный тип районов, достаточно часто встречающийся на берегах морей и океанов. Характерными признаками подобного типа являются низкие берега, сложенные рыхлыми породами, что предопределило значительное отступление береговой линии в процессе трансгрессии, пологий подвойный склон, повсеместное развитие и завершенность абразионно-аккумулятивного процесса и пр. Поэтому выведенные закономерности могут рассматриваться как универсальные для районов подобного типа, хотя в каждом отдельном случае на конкретный ход прибрежного осадкообразования должны естественно оказывать влияние местные условия, связанные с климатом, питанием и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

- Зенкович В. П. Выработка абразионного профиля в процессе повышения уровня моря. Докл. АН СССР, т. 63, № 2, 1948.
- Зенкович В. П. Основы учения о морских берегах. Изд. АН СССР, 1962.
- Кудинов Е. И. Вибропоршневая грунтовая трубка. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 25, 1957.
- Невеская Л. А. Донные комплексы моллюсков верхнечетвертичных отложений прибрежной области Черного моря. (Анапский р-н). Тр. Океаногр. комис., т. IV, 1959.
- Невеская Л. А. Определитель двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 96, 1963.
- Невеский Е. Н. Методика исследования прибрежных отложений с помощью вибропоршневой трубки. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 28, 1958.
- Невеский Е. Н. О ритмичности морских трансгрессий. Океанология, № 1, 1961.
- Невеский Е. Н. О прибрежном осадкообразовании в Черном море. Океанология, т. IV, вып. 3, 1964.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Дата поступления
8.1.1965

УДК 546.821 : 551.311.231

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ТИТАНА В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Н. А. ЛИСИЦЫНА

В ряде работ, касающихся геохимии титана в корях выветривания и бокситах, установлено существование прямой пропорциональной зависимости между содержаниями титана и алюминия в корях выветривания (Страхов, 1962, 1963; Бушинский, 1963; Трубина, 1963; Лисицына и Пастухова, 1963). Количественная связь этих двух элементов наследуется корами от исходных пород и сохраняется в глинах и бокситах, которые являются продуктами переотложения коры выветривания.

Известно, что коры выветривания имеют зональное строение. Поскольку минеральный состав в разных зонах неодинаков, интересно проследить, насколько сохраняется постоянство соотношений титана и алюминия от зоны к зоне. Несомненный интерес представляет также и выяснение форм нахождения титана в разных зонах коры.

В данной статье эти вопросы рассматриваются на примере кор выветривания основных пород Казахстана и Украины. В коре выветривания амфиболитов Южно-Украинского кристаллического массива методом термического, рентгеноструктурного анализа и по данным микроскопии нами выделены следующие три зоны, совпадающие с зональностью, описанной Ю. Б. Бассом (1960); нижняя зона каолинитовых и монтмориллонитовых глин с примесью гидрослюд и слабо измененных реликтовых минералов; 2) средняя зона каолинитовых глин с небольшой примесью гидрослюд и реликтовых минералов; 3) верхняя зона каолинитовых глин с примесью окислов и гидроокислов железа и гиббсита. В коре выветривания порфиритов Тургайского прогиба выделяются две зоны: нижняя зона хлорита и монтмориллонитовых глин с примесью каолинита и реликтовых минералов и верхняя зона каолинитовых глин с примесью гидроокислов и окислов железа.

Породы обоих разрезов были проанализированы на содержание в них титана и алюминия. Соотношения TiO_2 и Al_2O_3 в продуктах выветривания амфиболитов и порфиритов показаны на фиг. 1 (I, II). Здесь видна прямая пропорциональная зависимость между содержаниями этих компонентов.

Для того чтобы иметь количественную оценку распределения титана и алюминия во всех зонах коры выветривания, процентные содержания элементов были пересчитаны на их количества в единице объема и выражены в миллиграммах на кубический сантиметр. Были высчитаны также средние содержания Al и Ti во всех зонах. Эти данные для коры амфиболитов приведены в табл. 1. Там же даны отношения средних содержаний элемента в каждой зоне к среднему содержанию в коренных породах (коэффициент устойчивости или концентрации). Для алю-

Таблица 1

Содержание алюминия и титана в разных зонах коры выветривания амфиболитов

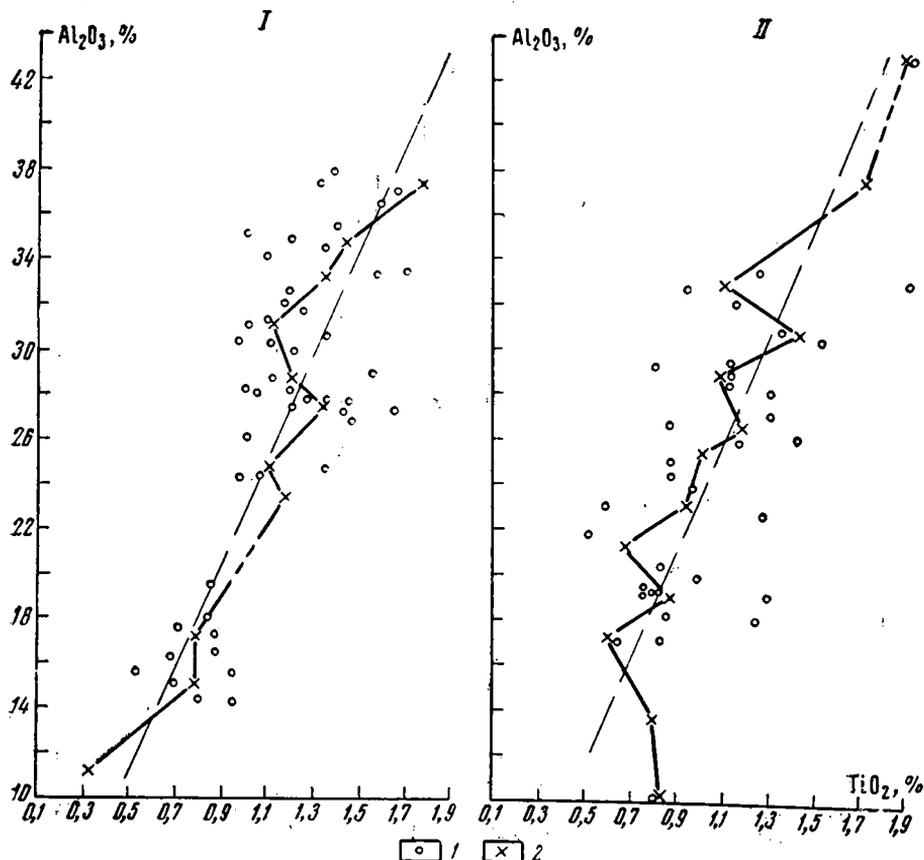
Зоны коры выветривания	Глубина, м	Al ⁺ , %		Al ⁺ , мг/см ³		К устойчив.	Ti ⁺ , %		Ti ⁺ , мг/см ³		К устойчив.	Ср. Ti, % · 100	Ср. Al, %
		в отделе-ном образ-це	среднее	в отделе-ном образ-це	среднее		в отделе-ном образ-це	среднее	в отделе-ном образ-це	среднее			
Верх-няя	67	17,89		250,46			1,36		19,04				
	72	17,27		252,14			0,95		13,87				
	73,1	6,67		193,43			0,20		5,80				
	76	12,82		170,51			0,82		10,91				
	85	14,67	15,88	193,64	245,31	1,1	0,73	0,8	9,64	11,25	0,93	4,58	
	90,5	19,21		243,97			0,97		12,32				
	94	19,32		324,58			0,80		13,44				
	100	18,17		299,81			0,63		10,39				
109	16,93		279,35			0,72		11,88					
Сред-няя	113	14,92		238,72			0,67		10,72				
	116,7	13,51		380,98			0,64		18,05				
	120	18,47		273,36			0,84		12,43				
	120,3	9,10	14,46	131,95	234,27	1,09	0,43	0,66	6,24	10,72	0,89	4,57	
	121,5	7,85		113,83			0,42		6,09				
	126	17,95		233,35			0,81		10,53				
	130	19,40		267,72			0,80		10,04				
Ниж-няя	136,3	15,71		232,51			0,67		2,92				
	137,5	15,51	14,61	232,65	232,58	1,08	0,73	0,66	10,95	10,43	0,86	4,48	
	142,8	12,61		254,72			0,59		11,92				
Амфи-болит	144,2	7,48	7,76	200,46			0,58	0,44	15,54				
		8,40		248,74	224,6		0,41		12,25	12,07			5,4
							0,32		8,60				

миния коэффициенты устойчивости во всех трех зонах примерно равны единице, для титана — 0,9. Коэффициент 1,08—1,1 (>1) как будто бы свидетельствует о привносе алюминия, однако его величина скорее объясняется недостаточным количеством анализов коренных пород (всего 3), из-за чего среднее содержание в них Al оказалось здесь заниженным.

В целом и титан, и алюминий очень слабо выносятся из коры выветривания. Практически среднее содержание этих элементов остается постоянным по всему разрезу. Содержания Al и Ti в весовых процентах заметно увеличиваются, отражая относительное накопление этих элементов за счет выноса других. Вынос титана и алюминия из коры выветривания если и происходит, то идет параллельно, отношение их средних содержаний во всех зонах [(среднее Ti : среднее Al) · 100] практически постоянно и равно 4,48—4,58. Такая же картина наблюдается в коре выветривания порфириров. Коэффициенты концентрации Al и Ti равны примерно 0,8, отношение их средних содержаний в нижней и верхней зонах соответственно — 4,7 и 5,01, а в коренных породах — 4,9. Приведенные цифры свидетельствуют о постоянстве отношений титана и алюминия всех зон профиля коры выветривания.

Сохраняется ли кристаллохимическая связь алюминия и титана во всех зонах или в верхней зоне мы имеем сонахождение этих элементов, поскольку и тот, и другой накапливается в продуктах выветривания?

Судьба алюминия в профиле выветривания известна: при разрушении алюмосиликатов исходных пород алюминий остается в решетке глинистых минералов — продуктов выветривания, а в верхней части

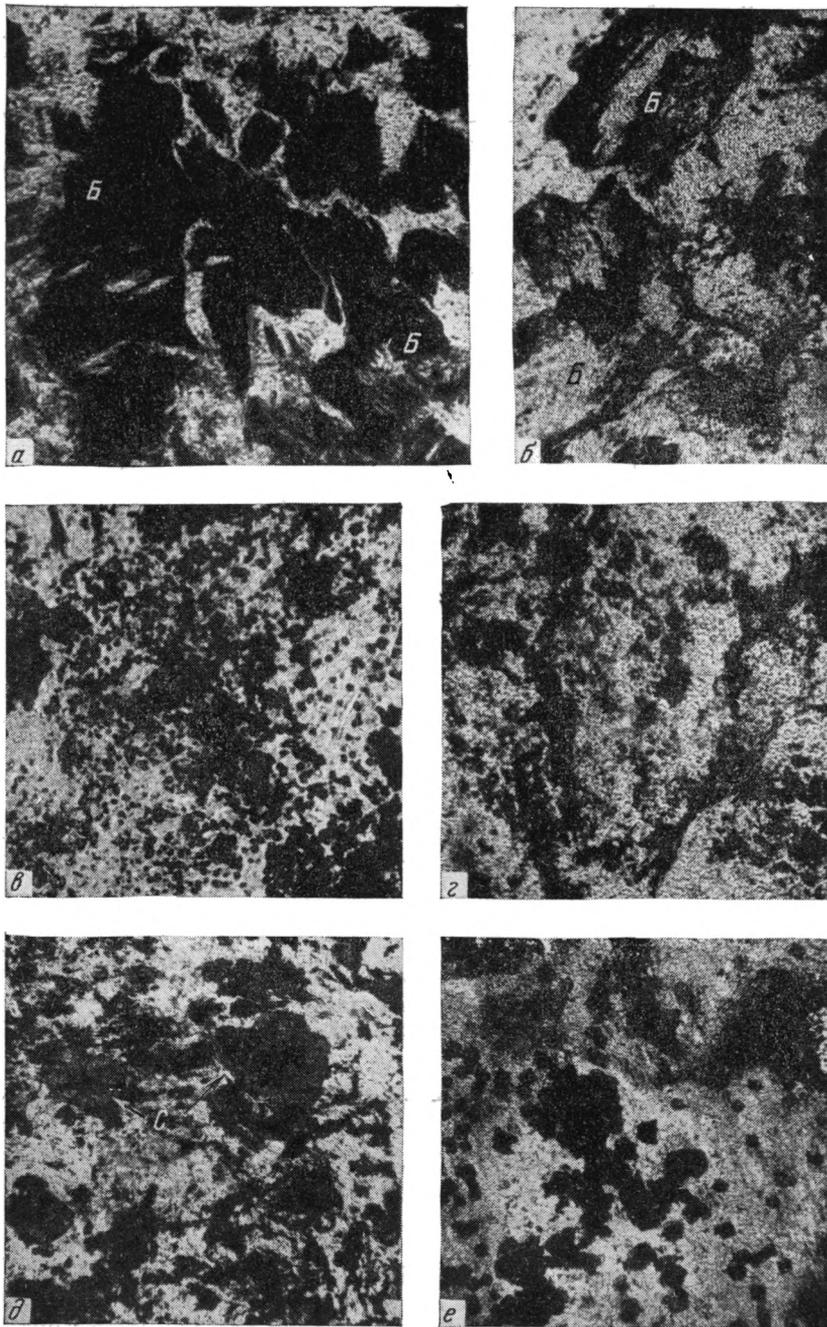


Фиг. 1. Соотношения содержаний TiO_2 и Al_2O_3 в продуктах выветривания амфиболитов Южно-Украинского кристаллического щита (I) и порфиритов Тургайского прогиба (II)

1 — отдельные анализы; 2 — средние величины

каолинитовой зоны частично освобождается и присутствует в виде свободных окислов.

Формы нахождения титана в продуктах выветривания выявляются под микроскопом. Как известно, в исходных породах (в нашем случае в амфиболитах и порфиритах) носителями титана являются цветные минералы — роговые обманки и пироксены, биотит, силикаты титана (сфен), эпидот, а также анатаз, титаномагнетит и ильменит. Устойчивость к выветриванию у этих минералов различна. В результате в нижней зоне коры титан сохраняется в составе аксессуарных минералов. В то же время при разрушении первичных силикатов он ведет себя так же, как железо и освобождается из их решетки. При замещении пироксена хлоритом и глинистыми минералами гидроокислы железа (гидрогематит, иногда гётит) оконтуривают реликтовые кристаллы пироксена или хлорита и выполняют трещинки спайности. В отраженном свете отчетливо видны фарфорово-белые выделения лейкоксена, которые сопровождают гидрогематит и гематит. Та же картина наблюдается, например, при разложении биотита (фиг. 2, а, б). Лейкоксен и гидроокислы железа выполняют трещинки спайности, оконтуривают кристаллы и образуют вкрапленность внутри контуров первичного кристалла.



Фиг. 2. Распределение титаномagnetита, окислов и гидроокислов железа и лейкоксена в коре выветривания порфирита

- a* — гидроокислы железа и лейкоксен (черное) выполняют трещинки спайности в измененном биотите (Б), нижняя зона, 62 м от кровли, увел. 150, без анализатора;
б — гидроокислы железа, магнетит и лейкоксен оконтуривают чешуйки биотита (Б), замещенного каолинитом, верхняя зона, 2,2 м от кровли, увел. 150, без анализатора;
в — точечная вкрапленность гидроокислов железа, магнетит, лейкоксен, верхняя зона, 21 м от кровли; увел. 150, без анализатора;
г — пятна и прожилки лейкоксена и гидроокислов железа, верхняя зона, 7 м от кровли, увел. 150, без анализатора;
д — в 3 м от кровли; сферолиты сидерита (с), пятна лейкоксена (черные), верхняя обеленная часть коры выветривания, увел. 72, без анализатора;
е — пирит (черные квадраты) и вкрапленность лейкоксена, верхняя обеленная часть коры выветривания, в 0,5 м от увел. 72, без анализатора

В средней зоне наряду с выделениями лейкоксена и гидроокислов железа, которые приурочены к разрушающимся кристаллам силикатов, появляются следы их перераспределения. В основном это точечная вкрапленность (микрогустки) лейкоксена (размером около тысячных долей миллиметра) и гидрогематита (см. 2, в). Сфен титаномагнетит, ильменит, анатаз частично окислены или замещены лейкоксеном.

В верхней зоне лишь в редких случаях обесцвеченные листочки биотита или хлорит оконтурены гидроокислами железа и лейкоксеном, которые образуют здесь пятна и густки (размером около сотых долей миллиметра), рассеянные в породе и потерявшие связь с исходными минералами (см. фиг. 2, г). Неизменным сохраняется частично только магнетит (титаномагнетит).

Из этих наблюдений следует, что в процессе выветривания значительная часть титана силикатов отделяется от алюминия. Освобождаясь из решетки силикатов, титан в виде лейкоксена перераспределяется в породе вместе с гидроокислами железа, а в верхней зоне местами концентрируется вместе с ними в виде густков и пятен. Помимо силикатов, титан содержится в акцессорных минералах, окислах, таких как титаномагнетит и ильменит. Их неравномерное распределение в исходной породе способствует неравномерному распределению титана уже в нижней зоне коры выветривания. В верхней зоне роль устойчивых минералов, например магнетита, возрастает за счет выноса других компонентов, усиливая неравномерность распределения титана. В этой зоне колебания его содержания увеличиваются также за счет частичного освобождения титана из решетки алюмосиликатов и перераспределения его окислов в глинистых продуктах выветривания.

Для того чтобы количественно оценить влияние этих двух факторов, тяжелая фракция, выделенная из фракции 0,1—0,01 мм каолининовой глины верхней зоны коры амфиболитов, была проанализирована на содержание в ней TiO_2 и Al_2O_3 . Главную массу зерен тяжелой фракции составляют минералы окислов железа и титана, среди них преобладают магнетит (титаномагнетит), ильменит, обычно лейкоксенизированный, гётит, гидрогётит и гематит. Остальные минералы (сидерит, амфибол, биотит, хлорит, эпидот, сфен, циркон, анатаз, брукит) присутствуют в единичных зернах. Содержание TiO_2 в этой фракции составляет 33,1% при 11,6% Al_2O_3 . Любопытно, что в тяжелой фракции из слабо выветрелых пород нижней зоны содержание TiO_2 составляет всего 0,94% при 19,41% Al_2O_3 . По-видимому, мы вправе сделать вывод о том, что в верхней каолининовой зоне произошло обогащение тяжелой фракции окислами титана за счет его перераспределения в породе, что подтверждают и данные микроскопии. Титан представлен лейкоксеном, хорошо диагностируемым в отраженном свете, и, возможно, частично скрыт среди окислов железа.

Интересно, что прочной связи титана с гидроокислами и окислами железа не возникает. Это видно из наблюдений обеленных глин верхней зоны коры выветривания порфиритов Тургайского прогиба. Железо восстановлено и частично вынесено из этих глин более поздними процессами вторичной минерализации (Лисицына, Пастухова, 1961). В глинах присутствуют пирит и сферолиты сидерита. При этом титан сохраняется в породе в виде лейкоксена, который образует вкрапленность, густки и тонкие прожилки совершенно так же, как и в нижележащих глинах, окрашенных окислами железа (см. фиг. 2, д, е). Условия, при которых железо было восстановлено, оказались недостаточными для перевода титана в подвижное состояние. Содержание Ti^{+4} в обеленных породах, равное 0,67—0,77% (10,5—11,9 мг/см³, $Fe_{общ} = 9,2\%$), не отли-

чается от его содержания в подстилающих необеленных глинах, где оно колеблется от 0,67 до 0,9% (9,8—12,1 мг/см³, при содержании $F_{\text{общ}} = 17,5$).

Рассмотренные здесь данные относятся к каолинитовой коре выветривания с небольшим содержанием свободного глинозема в верхней зоне. Перераспределение в ней титана удалось проследить до стадии образования сгустков и пятен гидроокислов железа и лейкоксена. Какова дальнейшая судьба титана при более интенсивном разложении пород до стадии свободных окислов, т. е. при образовании латеритов? Этот вопрос представляет существенный интерес для выяснения некоторых сторон генезиса бокситов.

Поскольку титан перераспределяется вместе с гидроокислами железа уже в каолинитовой зоне коры, можно предположить, что образовавшиеся сгустки лейкоксена и гидроокислов железа будут служить основой для образования бобовин в зоне свободных окислов.

Некоторые сведения, касающиеся этого, можно найти в литературе. Факты, свидетельствующие об отделении титана от алюминия и о связи титана с железом, приведены в работе Г. Д. Шермана и Ю. Канехиро (Sherman and Kanehiro, 1954), которые установили существование связи титана с железом в латеритах Гавайских о-вов. Железистые конкреции, составляющие в ряде случаев не менее половины латеритной корки, содержат от 10,3 до 18,5% TiO_2 при наличии Fe_2O_3 от 71 до 81%, при этом Al_2O_3 составляет всего 2,17—6,9% и может отсутствовать совсем. Выяснилось также, что большинство конкреций магнитны, что связано с присутствием в них магнетита.

Более детальные исследования поверхностного слоя гавайских почв, проведенные группой авторов (Katsura, Kushiro et al., 1962), показали, что накопление титана и железа происходит в них остаточным путем при выветривании базальтов, богатых титаномагнетитом. При окислении этого минерала в процессе выветривания образуется титаномагнетит, содержащий до 33 молекулярных процента TiO_2 . Вынос легкорастворимых компонентов способствует тому, что выветрелые породы обогащаются титаномагнетитом и продуктами его окисления, которые затем принимают участие в образовании бобовин в верхней части профиля. Химический состав одного из образцов латеритной почвы, взятого с поверхности из о. Кауай, следующий:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	P_2O_5	Сумма
9,95	21,23	1,95	59,76	2,88	0,5	1,07	0,0	0,0	0,20	2,73	0,15	100,07

Авторы не рассматривают других минералов базальта — источников титана, поскольку титаномагнетит среди них преобладает. Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Абсолютные содержания титана и алюминия в коре выветривания меняются от зоны к зоне незначительно. Коэффициенты их устойчивости (концентрации) во всех зонах близки к единице.

2. В коренных породах и нижней зоне коры связь титана и алюминия, входящих в решетку силикатов, является кристаллохимической. При разрушении исходных силикатов и замещения их глинистыми минералами титан выделяется из решетки вместе с железом и перераспределяется в породе.

3. В верхней зоне каолинистых глин с примесью гидроокислов железа и гиббсита окислы титана в значительной степени существуют отдельно от алюминия. Постоянство соотношений их средних содержаний обусловлено их сонахождением. Обладая слабой подвижностью, оба

элемента почти не выносятся и накапливаются среди продуктов выветривания.

4. Литературные данные показывают, что в зоне свободных окислов титан и железо совместно накапливаются в бобовинах.

ЛИТЕРАТУРА

- Б а с с Ю. Б. Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождения бокситов юга УССР. В кн. «Закономерн. размещ. месторожд. в платформенных чехлах». Изд. АН УССР, 1960.
- Б у ш и н с к и й Г. И. Титан в осадочном процессе. Литология и полез. ископ., № 2, 1963.
- Л и с и ц ы н а Н. А., П а с т у х о в а М. В. Вторичная минерализация в бокситовой толще и коре выветривания Тургайских и Северо-Казахстанских месторождений бокситов. Геол. рудных месторожд., № 1, 1961.
- Л и с и ц ы н а Н. А., П а с т у х о в а М. В. Соотношения двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах. Литол. и полезн. ископ., № 2, 1963.
- С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд. АН СССР, 1962.
- С т р а х о в Н. М. О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- Т р у б и н а К. Н. Парагенезис титана и алюминия в корях выветривания и продуктах их переотложения. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- C h e r m a n G. D. a. K a n e h i r o Y. Origin and development of ferruginous concretions in Hawaiian Latosols. Soil Sci., v. 77, № 1, 1954.
- K a t s u r a T., K u s h i r o I., A k i m o t o S., W a l k e r J. L. a. C h e r m a n G. D. Titanomagnetite in a Hawaiian Soil. J. Sediment. Petrol., v. 32, № 2, 1962.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
8.XII.1964

УДК 546.821 : 553.492.1 (574.2)

К ВОПРОСУ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ TiO_2 В ПЛАТФОРМЕННЫХ БОКСИТАХ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА

М. В. ПАСТУХОВА

При изучении платформенных бокситов Казахстана было установлено, что в бокситах обломочного типа существуют строго определенные соотношения между Al_2O_3 и TiO_2 . С увеличением содержания Al_2O_3 в бокситовых породах пропорционально увеличивается и содержание TiO_2 , такие же соотношения наблюдались и в корях выветривания, являющихся материнскими породами для бокситов (Лисицына, Пастухова, 1963а).

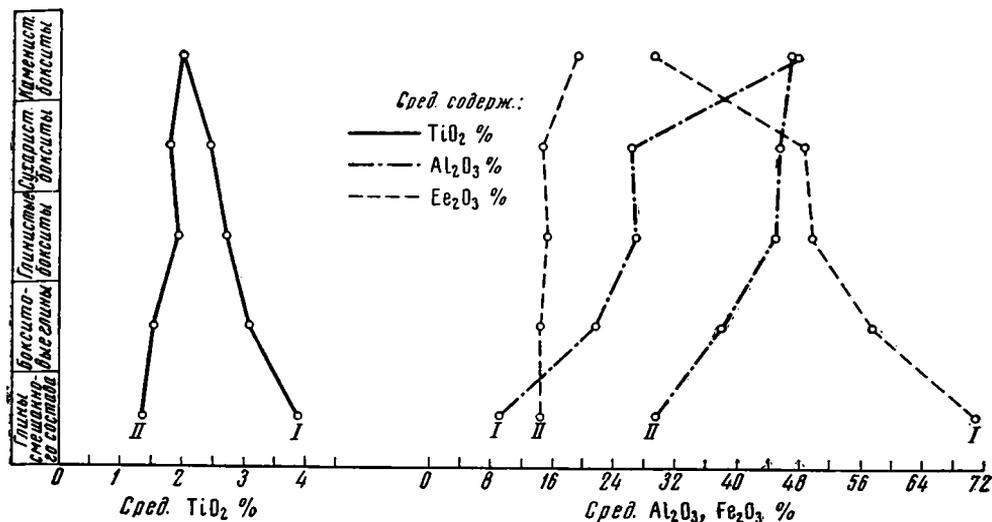
Связь алюминия и титана отмечается всеми исследователями бокситов (Bardossy G., Bardossy S., 1954; Бушинский, 1963 и др.). Некоторые считают, что корреляционная зависимость между титаном и алюминием существует уже в магматических породах и сохраняется в коре выветривания, а затем наследуется осадочными образованиями, которые возникают за ее счет (Страхов, 1962, 1963; Мигдисов, 1960, 1963). То, что титановый модуль (отношение $TiO_2 : Al_2O_3$) в бокситах как бы наследует этот модуль от коры выветривания, лишней раз подтверждает тот факт, что бокситы представляют собой механически переотложенные продукты латеритной коры выветривания.

Задачей работы было изучение деталей распределения TiO_2 в бокситовых породах Тургайских месторождений. Имелось в виду распределение TiO_2 и его соотношения с Al_2O_3 и Fe_2O_3 не в породе в целом, а в отдельных структурных элементах бокситов: бобовинах, цементе, гелевидных стяжениях и т. д. Анализ такого фактического материала поможет понять некоторые особенности генезиса отдельных структурных элементов бокситов и различных бокситовых пород.

1. СОДЕРЖАНИЕ TiO_2 В ТЕРРИГЕННЫХ БОБОВИНАХ И В ЦЕМЕНТЕ БОКСИТОВЫХ ПОРОД

По данным С. И. Бенеславского (1958), содержание TiO_2 в цементе бокситов больше, чем в бобовинах, в то время как Е. В. Рожкова (1936) и Е. Н. Щукина (1936) отмечают, что содержание титана и железа больше в бобовинах, чем в цементе.

Нами были изучены бобовины и цемент каменистых, сахаристых и глинистых бокситов, а также бокситовых, каолинистых, глиноземисто-каолинистых лигнитовых глин и глин смешанного состава Тургайских месторождений бокситов. Для изучения отбирались так называемые терригенные, переотложенные из элювия бобовины, которые в каменистых бокситах составляют от 40 до 80% объема породы, а в остальных разностях обычно — от 3 до 10, реже до 15—20% (Лисицына, Пастухова, 1963).



Фиг. 1. Средние содержания TiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 в бобовинах (I) и цементе (II) бокситовых пород

В табл. 1 и на фиг. 1 показаны средние содержания TiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 в изученных породах.

Из табл. 1 отчетливо видно, что бобовины сравнительно с цементом обогащены титаном; при этом наиболее высокие содержания TiO_2 отмечены в бобовинах глин смешанного состава (4,24—6,69%), а также в бобовинах каолиновых глин (6,14—3,81%). В то же время в глинистых и сухаристых бокситах содержание TiO_2 не превышает 3,5—3,9%, а в каменистых бокситах — 2,5—2,6%.

В цементе глин смешанного состава минимальное содержание TiO_2 0,91—0,97%, среднее — 1,38%. Наиболее высокие содержания TiO_2 характерны для цемента каменистых бокситов — 2,9—3,1% — при среднем содержании 2,07%.

Что касается бобовин и цемента каменистых бокситов, то средние содержания TiO_2 в них примерно одни и те же (2,03—2,07%). (см.

Таблица 1

Средние содержания TiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 в терригенных бобовинах и в цементе бокситовых пород различного типа (%)

Типы бокситовых пород	Количество образцов	Бобовины			Количество образцов	Цемент		
		TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3		TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
Обеленные каменистые бокситы	4	3,37	52,60	4,55	4	2,13	51,29	1,48
Свежие каменистые бокситы	16	2,03	47,80	29,13	19	2,07	47,57	19,41
Сухаристые бокситы	10	2,49	26,28	48,65	12	1,82	45,69	14,81
Глинистые бокситы	10	2,72	26,93	49,74	10	1,97	44,89	15,43
Бокситовые глины	5	3,11	21,68	57,73	5	1,57	38,02	14,44
Лигнитовые глиноземисто-каолиновые глины	9	2,79	51,48	6,74	9	2,42	43,01	1,13
Каолиновые глины	4	6,53	8,46	60,87	4	1,35	35,66	10,61
Глины смешанного состава	13	3,90	9,00	70,98	14	1,38	29,33	14,40

табл. 1). Это видно и на кривых средних содержаний TiO_2 , которые сходятся в одной точке (см. фиг. 1). Причиной этого является, вероятно, добавление большого количества алюмогеля, который практически лишен TiO_2 .

2. СОДЕРЖАНИЕ TiO_2 В АУТИГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ, СВЯЗАННЫХ С ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕМ Al_2O_3 В БОКСИТАХ

Аутигенные бобовины округлой и неправильной формы белого и розового цвета, размером от 0,5 до 1,5 см, встречаются главным образом в глиноземисто-каолиновых лигнитовых глинах, реже в каменных бокситах. В отличие от терригенных железистых бобовин, они

Таблица 2

Содержание основных компонентов в аутигенных бобовинах бокситовых пород, (%)

№ образца	Компоненты					
	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	H_2O+	H_2O-
1	Нет	57,43	0,33	1,22	33,04	0,54
2	0,33	59,40	0,50	1,44	32,38	0,47
3	0,30	57,77	0,41	1,46	31,02	1,89
4	0,82	59,57	0,76	3,40	31,66	1,04
5	0,82	60,08	1,16	3,96	31,51	0,79
6	0,30	57,11	0,51	2,42	31,52	0,62
7	0,27	57,13	0,26	2,20	32,26	0,47
8	Нет	42,17	0,33	33,74	17,17	1,56
9	0,97	51,49	Нет	13,18	24,56	1,14

Примечания: обр. 1—из каменистого боксита, обр. 2, 3—из белой глины, обр. 4, 9—из лигнитовых глин.

Таблица 3

Содержание основных компонентов в алюмогеле каменистых бокситов, (%)

№ образца	Компоненты					
	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	H_2O+	H_2O-
1	0,78	53,53	1,96	2,70	30,72	1,33
2	0,77	62,38	3,10	1,35	29,60	1,48
3	0,78	51,37	6,52	14,33	25,09	1,30
4	0,20	34,78	1,86	43,29	12,40	1,36
5	0,61	54,82	9,81	20,04	28,74	0,86
6	0,41	43,54	6,95	29,00	19,38	0,52

Примечание: обр. 4, 6—гель из выветрелых каменистых бокситов.

Равноценно, что в таких условиях, где $pH > 2$, титан был практически неподвижен и отделялся от алюминия.

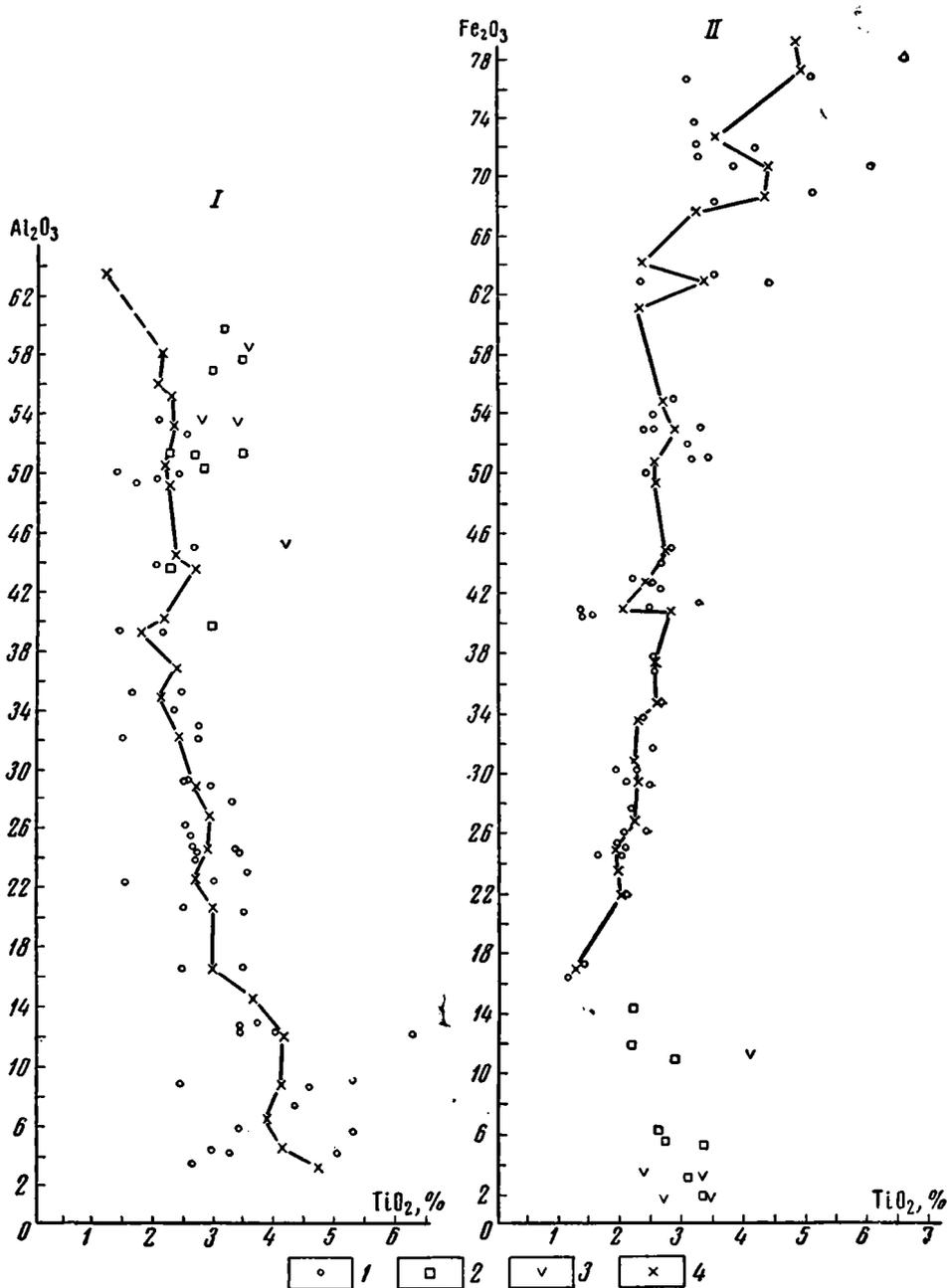
Добавление такого «стерильного» в отношении титана и железа алюмогеля к осадку приводило к «разбавлению» имевшихся там компонентов — TiO_2 , Fe_2O_3 .

3. СОДЕРЖАНИЕ TiO_2 , Al_2O_3 И Fe_2O_3 В ТЕРРИГЕННЫХ БОБОВИНАХ И В ЦЕМЕНТЕ БОКСИТОВЫХ ПОРОД

Для выяснения взаимозависимости TiO_2 , Al_2O_3 были построены кривые отдельно для бобовин и цемента (фиг. 2). По оси абсцисс откладывались средние значения TiO_2 , по оси ординат — средние значения

характеризуются полным отсутствием или чрезвычайно низким содержанием TiO_2 . Наличие в них TiO_2 , возможно, следует отнести за счет недостаточной чистоты материала, взятого для анализа. Содержание Al_2O_3 (в виде гиббсита) в них очень высокое (табл. 2).

В каменистых бокситах, как известно, широко развиты прожилки и сгустки алюмогеля, замещающего обломочный цемент и частично терригенные бобовины. Как следует из табл. 3, для алюмогеля каменистых бокситов также характерны очень низкие содержания TiO_2 (обычно меньше 0,8%). Как гелевидные аутигенные стяжения — бобовины, так и сгустки и прожилки алюмогеля возникали в результате перераспределения Al_2O_3 , которое происходило в еще рыхлой обводненной массе обломочного материала, принесенного в карстовые и другие воронки из верхних зон коры вывет-

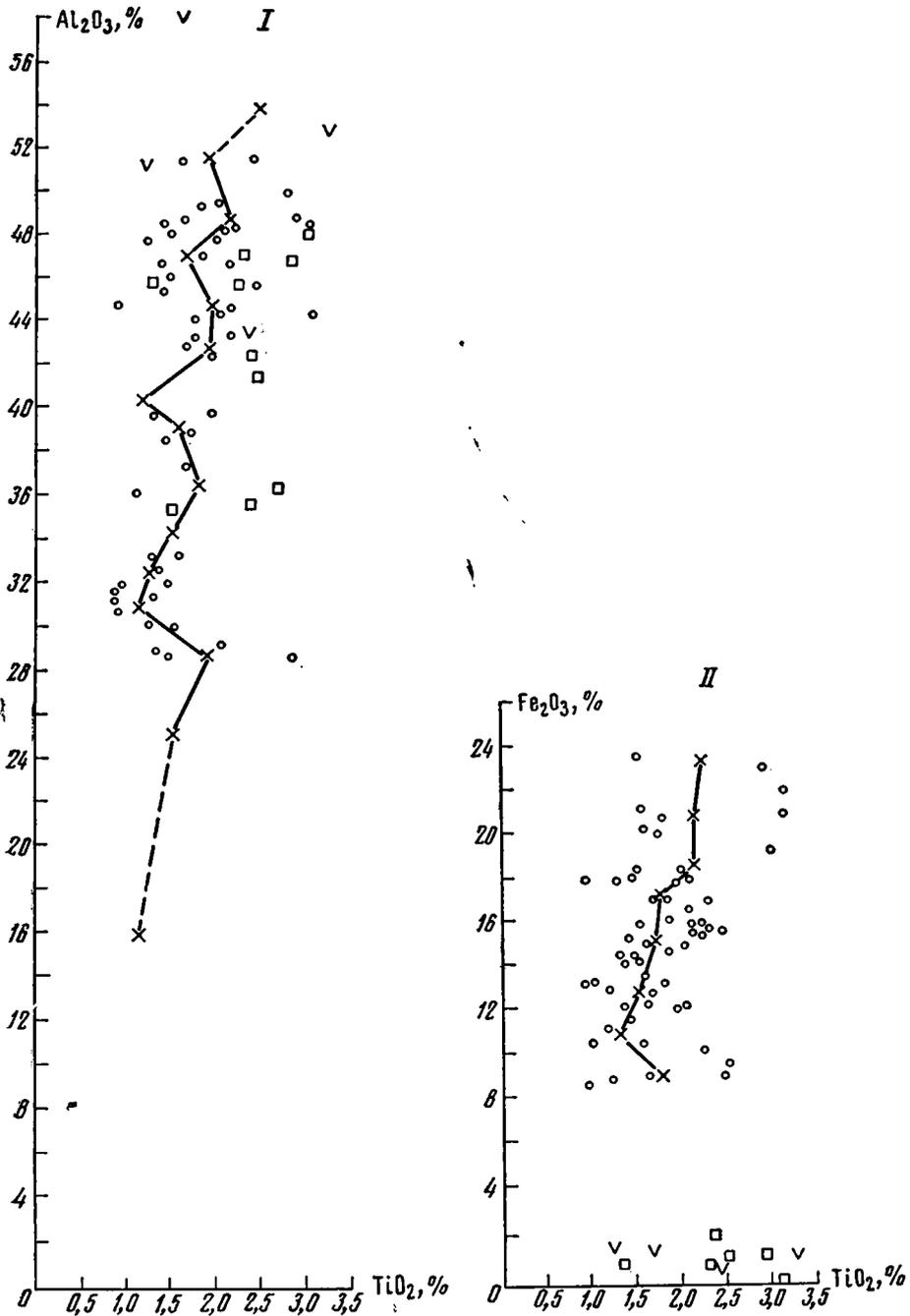


Фиг. 2. Соотношения TiO_2 с Al_2O_3 (I) и Fe_2O_3 (II) в бобовинах бокситовых пород Тургайских месторождений

1 — бокситы, 2 — лигнитовые глины, 3 — обеленные каменистые бокситы, 4 — средние величины

Al_2O_3 или Fe_2O_3 для определенных интервалов (2—4, 4—6, 6—8 и т. д.). При построении было использовано 62 анализа для бобовин и 60 анализов для цемента.

Из рассмотрения кривой зависимости TiO_2 и Al_2O_3 в терригенных бобовинах бокситовых пород (см. фиг. 2, I) следует, что в них наблю-



Фиг. 3. Соотношения TiO_2 с Al_2O_3 (I) и Fe_2O_3 (II) в цементе бокситовых пород Тургайских месторождений (условные обозначения те же, что на фиг. 2)

дается обратная количественная связь, т. е. с увеличением количества Al_2O_3 происходит закономерное уменьшение содержания TiO_2 . В то время как кривая зависимости TiO_2 и Fe_2O_3 в бобовинах свидетельствует об их прямой количественной взаимосвязи: с увеличением содержания

одного из этих компонентов происходит увеличение содержания другого (см. фиг. 2, II).

Соотношения TiO_2 и Al_2O_3 (фиг. 3, I) в цементе бокситовых пород совершенно иные: они ничем не отличаются от соотношений данных окислов в бокситовых породах в целом (Лисицына, Пастухова, 1963б). В этом случае наблюдаются прямые количественные соотношения между Al_2O_3 и TiO_2 . Это естественно, так как исходным материалом для цемента бокситовых пород были верхние горизонты латеритной коры выветривания, где эти соотношения уже существовали. TiO_2 и Fe_2O_3 в цементе не имеют ясной взаимосвязи, хотя отмечается повышение содержания TiO_2 при увеличении количества Fe_2O_3 (см. фиг. 2, II).

Таблица 4

Средние отношения $TiO_2:Al_2O_3$ и $TiO_2:Fe_2O_3$ в терригенных бобовинах и в цементе разных типов бокситовых пород

Типы бокситовых пород	Бобовины		Цемент	
	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{TiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{TiO_2}{Fe_2O_3}$
Измененные (обеленные) каменистые бокситы	0,064	0,740	0,041	1,439
Свежие каменистые бокситы	0,042	0,069	0,045	0,106
Сухаристые бокситы	0,094	0,051	0,039	0,122
Глинистые бокситы	0,101	0,054	0,044	0,127
Бокситовые глины	0,143	0,053	0,041	0,108
Лигнитовые глиноземисто-каолининовые глины	0,054	0,413	0,056	2,141
Каолининовые глины	0,771	0,107	0,037	0,127
Глины смешанного состава	0,433	0,054	0,047	0,095

Что касается величины отношений титана к глинозему и к Fe_2O_3 , то, как можно видеть из табл. 4, в бобовинах отношение $TiO_2:Fe_2O_3$ составляет 0,051—0,054. Оно существует уже в глинах смешанного состава, сохраняется в бокситовых глинах, глинистых и сухаристых бокситах и несколько нарушается в каменистых бокситах, где равно 0,069, что, вероятно, является результатом разбавления алюмогелем. В измененных (обеленных) каменистых бокситах, лигнитовых и каолининовых глинах отношение $TiO_2:Fe_2O_3$ значительно увеличивается, так как в этих породах «пассивно» накапливается TiO_2 в результате выноса Fe_2O_3 (содержания TiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 в бобовинах и цементе лигнитовых глин и обеленных каменистых бокситов показаны на фиг. 2 и 3).

Отношение $TiO_2:Al_2O_3$ в бобовинах разных типов бокситовых пород варьирует от 0,051 до 0,740. В цементе же бокситовых пород и бокситов титановый модуль характеризуется большим постоянством, изменяясь от 0,039 до 0,047. Даже в измененных бокситах он сохраняется, так как при обелении выносятся только железо, а TiO_2 и Al_2O_3 остаются на месте. В углистых глинах титановый модуль также испытывает лишь незначительное отклонение (0,056).

Итак, в терригенных бобовинах бокситовых пород в отличие от цемента TiO_2 отчетливо связан с Fe_2O_3 , в цементе же — с Al_2O_3 . Очевидно такие соотношения свидетельствуют в пользу терригенного генезиса. Как показало изучение самой верхней зоны современного латеритного профиля тропических областей, — зоны железистого панциря, зоны железистых конкреций — уже здесь происходит разделение титана и алю-

миния, и устанавливается тесная количественная связь титана с минералами окислов железа. При этом, пизолитовые латериты в некоторых тропических странах образуют поверхностные покровы мощностью от 0,6 до 4,5 м (Chowdhury, 1951).

На наличие сферических железистых конкреций (0,5—2 см) в верхней части (0,3 м) латеритной коры выветривания Гавайских островов указывают Г. Шерман и Ю. Канехиро (Sherman, Kanehiro, 1954). Большая часть бобовин сильно магнитна благодаря присутствию маггемита. В этих образованиях наряду с высоким содержанием Fe_2O_3 (71,26—80,97) отмечается от 10,3 до 18,5% TiO_2 , при низком содержании Al_2O_3 (0—6,9%). По мнению авторов, железистые конкреции возникали в поверхностной зоне латеритного профиля в результате дегидратации окислов железа в сухие периоды. Т. Катсура и другими исследователями (Katsura, Kushiho, Akimoto, Walker, Sherman, 1962) были изучены образцы латеритных почв Гавайских островов, взятые с поверхности и содержащие железистые конкреции. В них определено Fe_2O_3 в количестве 43,72—59,76%, Al_2O_3 — 1,95—13,2% и TiO_2 — 8,15—21—23%. Исследование показало, что титан и железо связаны в виде магнитного минерала и титаномаггемита.

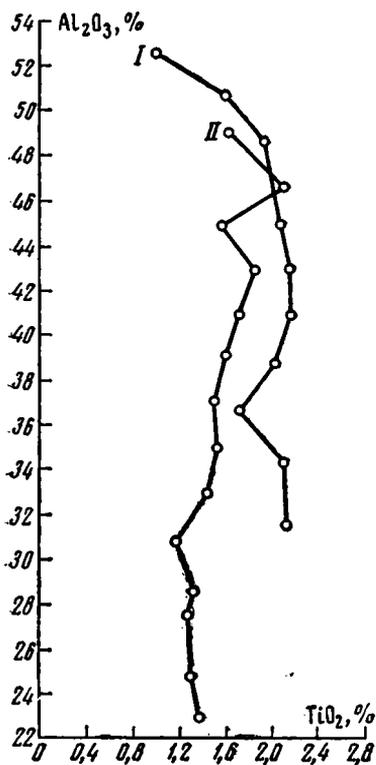
Разделение титана и алюминия в верхней каолиновой зоне кор выветривания основных пород Украины и Казахстана отмечает Н. А. Лисицына (1965). В коренных породах и в нижней зоне коры связь алюминия и титана, входящих в решетку силикатов, является кристаллохимической. В верхней зоне, когда происходит разрушение силикатов и замещение их глинистыми минералами, титан выделяется из решетки вместе с железом и существует отдельно от алюминия. Несмотря на это, в каолиновой зоне коры выветривания еще сохраняется постоянство соотношений титана и алюминия. Это вызвано их сонахождением, в связи с их слабой подвижностью и накоплением среди каолиновых продуктов выветривания.

К сожалению, в изученных разрезах древних кор выветривания отсутствует самая верхняя зона железистых конкреций, где, нам кажется, у титана и железа могла возникать прочная связь при образовании железистых бобовин и конкреций, обладающих часто магнитными свойствами. В каолиновой зоне, как отмечает Н. А. Лисицына, такой прочной связи титана с гидроокислами и окислами не наблюдается, но связь Ti^{4+} с Fe^{3+} в решетке железистых минералов возможна, так как размеры ионных радиусов титана и железа ближе, чем титана и алюминия. Так, по Х. Штрунцу (1962), ионные радиусы Ti^{4+} 0,68 Å, Fe^{3+} 0,64 Å, по Дж. М. Брью — Ti^{4+} 0,64 Å и Fe^{3+} 0,67 Å, в то время как, по данным указанных исследователей, Al^{3+} имеет ионный радиус 0,51—0,57 Å.

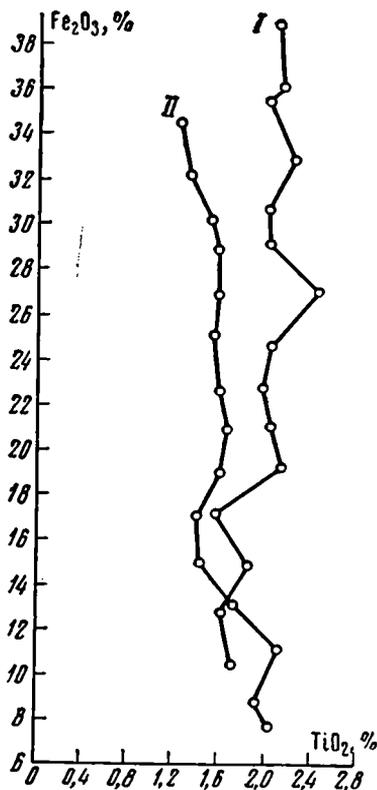
Итак, источником терригенных бобовин, которых больше всего в каменных бокситах, была, по всей вероятности, самая верхняя (поверхностная) зона латеритного профиля, в то время как цемент бокситов возникал за счет переотложения глинистых продуктов верхних зон коры выветривания, в которых TiO_2 и Al_2O_3 сохраняли еще постоянство соотношений и где TiO_2 количественно, а может быть и кристаллохимически еще не был связан с Fe_2O_3 .

Невольно возникает вопрос, как же сказывается на титановом модуле «примесь» терригенных бобовин к основной массе боксита, если в бобовинах титан количественно не связан с алюминием, а в цементе наблюдается их четкая корреляция. Обычно всегда при построении кривых зависимости TiO_2 и Al_2O_3 , а также точечных диаграмм, наносят точки всех без исключения разностей бокситовых пород. Также поступали и мы в случае выяснения характера зависимости TiO_2 и Al_2O_3 для

всей породы в целом (Лисицына, Пастухова, 19636). При этом часто наблюдается значительный разброс точек около средней величины отношений TiO_2 и Al_2O_3 . Этот разброс в значительной мере был обусловлен среди других причин также разным характером отношений TiO_2 к Al_2O_3 и к Fe_2O_3 . Своеобразно выглядит картина взаимосвязей TiO_2 ,



Фиг. 4. Кривые соотношений TiO_2 и Al_2O_3 в каменных (*I*), сухаристых и глинистых бокситах и бокситовых глинах (*II*)



Фиг. 5. Кривые соотношений TiO_2 и Fe_2O_3 в каменных (*I*), сухаристых и глинистых бокситах и бокситовых глинах (*II*)

если для пород дать отдельно кривые соотношений титана в бобовинах и цементе, т. е. как бы разложить породу на ее естественные компоненты. На фиг. 4 и 5 показаны кривые соотношений TiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 отдельно для свежих каменных бокситов, содержащих бобовины до 70—80% от массы породы (262 обр.), и для сухаристых и глинистых разновидностей, в которых бобовины составляют от 3 до 10% породы (215 обр.).

Для каменных бокситов, где бобовины преобладают, мы получили обратную количественную связь TiO_2 с Al_2O_3 (см. фиг. 4, *I*), а в редкобобовых разновидностях бокситов (глинистых и сухаристых) TiO_2 прекрасно коррелируется с Al_2O_3 (см. фиг. 4, *II*). И, наоборот, в каменных бокситах наблюдается увеличение содержаний TiO_2 параллельно с увеличением количества Fe_2O_3 (см. фиг. 5, *I*), а в редкобобовых бокситах такой связи нет (см. фиг. 5, *II*).

При суммировании обеих кривых для всей породы в целом естественно происходило отклонение отдельных анализов от средних величин модуля.

4. О РАСПРЕДЕЛЕНИИ TiO_2 В ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЯХ РЫХЛЫХ РАЗНОСТЕЙ БОКСИТОВЫХ ПОРОД И ГЛИН, СВЯЗАННЫХ С БОКСИТАМИ

Данные по распределению TiO_2 во фракциях разной размерности приводятся в ряде работ, посвященных изучению глинистых, в частности каолинитовых и бокситовых пород, обязанных своим происхождением коре выветривания.

Для вторичных каолинов Джорджии (Nagelschmidt, Donnely, Morcom, 1949) характерна приуроченность наиболее высоких содержаний TiO_2 (1,9—2,6%) к самым мелким фракциям размером $<0,5$ и $0,5—1$ μk , по сравнению с 0,8% во фракции >10 μk . В еще более мелкой фракции ($<0,2$ μk) TiO_2 содержится 5,7%, но эта фракция составляет от 2 до 10% объема глинистой породы, т. е. только незначительная часть всего количества TiO_2 сосредоточена в данной фракции; при этом авторы связывают TiO_2 (в форме анатаза) с каолинистыми пластинками.

Л. Стох (Stoch, 1961) отмечал, что во вторичных каолинитах Нижней Силезии в одних случаях наблюдается концентрирование основного количества TiO_2 во фракциях $<0,001$ mm или $0,001—0,004$ mm (0,43—1,54%) по сравнению с 0,02—0,13% во фракциях $>0,06$ mm ; одновременно выявляется тесная связь TiO_2 с каолинистыми пластинками, которые адсорбируют его на своей поверхности. В других случаях констатировано повышенное содержание TiO_2 (4,01—8,80%) во фракции $0,001—0,004$ mm по сравнению с 0,12—0,59% TiO_2 во фракции $>0,06$ mm . Причем, связи с каолинитом здесь нет; в этой фракции концентрируется мелкозернистый анатаз, хотя с каолинитом все-таки связано от 0,46 до 3,23% TiO_2 во фракции $<0,001$ mm .

Механизм связи титана с поверхностью каолинита еще точно не известен, хотя было отмечено, что содержание TiO_2 зависит от степени беспорядочности решетки каолинита (Murray, Lyons, 1960). В литературе имеются еще и другие наблюдения. Так, Д. Холдридж (Holdridge, 1959) обнаружил приуроченность TiO_2 к более грубым фракциям глинистых пород.

По данным А. А. Мигдисова (1964), основным носителем титана в гумидных глинах является собственно глинистое вещество, причем наиболее высокие концентрации Ti и Fe^{3+} приурочены к фракциям $0,01—0,001$ mm , в то время как максимальные содержания Al^{3+} свойственны фракциям $<0,001$ mm . Разделение этой фракции в тяжелых жидкостях подтвердило, что основная часть Ti сосредоточена в глинистых минералах, главным образом в каолините, что заставляет предполагать изоморфизм титана в структуре глинистых минералов. Что касается бокситов, то, по мнению А. А. Мигдисова (1964), «большая часть титана входит в состав минералов глинозема и глинистых минералов, меньшая часть находится в виде частично раскристаллизованных дисперсных гидроокисей, и лишь небольшое их количество связано с обломочными минералами». Иногда, как отмечает автор, механическая примесь обломочных минералов может изменить нормальную картину распределения титана в бокситах, что нарушает его тесную связь с Al^{3+} , которая является одной из основных черт геохимии глин и бокситов.

Таким образом, не только механическая примесь обломочных титановых минералов способна нарушить соотношение TiO_2 и Al_2O_3 в бокситах, но также наличие терригенных высокожелезистых бобовин и продуктов их раздробления.

Для выяснения распределения TiO_2 по различным фракциям бокситовых пород Тургайских месторождений были взяты их рыхлые раз-

ности — сахаристый и глинистый бокситы, бокситовые глины, а также глины каолинитовые и смешанного состава и лигнитовые глины глиноземисто-каолинитового состава. Из них были выделены и проанализированы фракции трех размерностей: $>0,01$ мм, от 0,01 до 0,001 мм и $<0,001$ мм. Результаты определений TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 в этих фракциях приведены в табл. 5.

Таблица 5

Содержание TiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 во фракциях разной размерности рыхлых бокситовых пород, (%)

Название породы	№ образца	Размерность фракции, мм	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
Сахаристый боксит	1	$>0,01$	1,56	44,86	19,62
		0,01—0,001	1,55	44,49	19,39
		$<0,001$	0,98	42,16	19,05
Глинистый боксит	2	$>0,01$	1,16	39,39	21,26
		0,01—0,001	0,97	42,01	14,95
Бокситовая глина	3	$>0,01$	1,76	39,26	18,07
		0,01—0,001	1,35	33,32	13,93
		$<0,001$	0,74	32,70	13,94
Глина смешанного состава	4	$>0,01$	1,57	22,01	24,63
		0,01—0,001	1,22	26,96	23,90
		$<0,001$	0,81	29,92	16,91
То же	5	$>0,01$	1,70	12,50	22,41
		0,01—0,001	1,88	27,47	10,68
		$<0,001$	0,96	28,95	14,96
» » »	6	$>0,01$	1,16	28,33	23,45
		0,01—0,001	0,93	33,23	11,68
		$<0,001$	0,58	31,61	10,56
Лигнитовая глиноземисто-каолинитовая глина	7	$>0,01$	1,72	43,49	3,01
		0,01—0,001	2,03	41,66	1,61
		$<0,001$	1,06	41,75	2,47
Лигнитовая глиноземисто-каолинитовая глина	8	$>0,01$	2,06	35,62	4,03
		0,01—0,001	2,71	34,31	3,14
		$<0,001$	0,65	37,41	2,60
Каолинитовая глина	9	0,01	1,35	28,08	3,89
		0,01—0,001	1,53	36,10	1,56
		0,001	1,04	35,57	1,19

Из табл. 5 видно, что в бокситовой глине и обломочной глине смешанного состава максимальное содержание TiO_2 приурочено к фракции $<0,01$ мм, а минимальные 0,74—0,96 — к пелитовой фракции (0,001 мм).

Что касается каолинитовых и лигнитовых глиноземисто-каолининовых глин, то в них максимальные содержания TiO_2 приурочены к фракциям 0,01—0,001 мм, а минимальные, так же как и в предыдущем случае, к фракциям $<0,001$ мм (0,65—1,06%).

Что касается распределения Al_2O_3 и Fe_2O_3 , то их максимальные количества в бокситах и бокситовых глинах также обычно приурочены к самой крупной из выделенных фракций ($>0,01$ мм).

В глинах наблюдается обратная картина: повышенные содержания Al_2O_3 приурочены к более мелким фракциям ($<0,001$ или 0,01—0,001 мм), а более высокие содержания Fe_2O_3 — к фракции $>0,01$ мм.

Так как в изученных породах фракция $>0,01$ мм составляет всего 0,59—17,19%, то присутствующий в ней TiO_2 составляет от 0,005 до 0,3% объема породы (табл. 6). Основное количество TiO_2 сосредоточено

но в пелитовой фракции, на долю которой приходится от 82,81 до 99,41% породы, причем иногда максимальные количества TiO_2 приурочены к фракции 0,01—0,001 мм (см. табл. 6, обр. 3, 5, 8, 9), а иногда к фракции <0,001 мм (обр. 4, 7). Из табл. 6 видно, что в некоторых образцах на долю TiO_2 во фракции больше 0,01 мм все же приходится 16—21% всего присутствующего в породе TiO_2 .

Таблица 6

Содержание TiO_2 во фракциях разной размерности
в пересчете на всю породу, %

Название породы	№ образца	Фракция, мм	Содержание фракции в породе, %	Содержание TiO_2
Бокситовая глина	3	>0,01	0,86	0,01
		0,01—0,001	45,02	0,60
		<0,001	54,12	0,40
Глина смешанного состава	4	>0,01	14,71	0,20
		0,01—0,002	24,49	0,30
		<0,001	57,80	0,45
То же	5	>0,01	2,66	0,005
		0,01—0,001	35,01	0,65
		<0,001	62,33	0,55
Лигнитовая глиноземисто-каолини- товая глина	7	>0,01	17,19	0,30
		0,01—0,001	25,01	0,50
		<0,001	57,80	0,60
То же	8	>0,01	11,00	0,20
		0,01—0,001	22,51	0,60
		<0,001	66,49	0,40
Каолинистая глина	9	>0,01	0,59	0,005
		0,01—0,001	42,50	0,65
		<0,001	56,91	0,55

Количество проанализированных образцов невелико, на таком материале трудно выявить закономерности, но некоторые выводы все-таки можно сделать: определенное количество TiO_2 концентрируется во фракциях более крупных, куда при разделении попадали в виде обломков железистые бобовины. Надо учесть, что в табл. 6 приведены данные только для рыхлых глинистых пород, в которых бобовин (чаще всего рыхлых) вообще очень мало. В процессе разделения таких образцов на фракции, материал этих бобовин частично растирался и тоже попадал в глинистые фракции, в какой-то мере обогащая их TiO_2 .

Интересно было проверить, с какой минеральной фракцией связано основное количество TiO_2 во фракции >0,01 мм. Для этого из фракции 0,01—0,1 мм трех образцов были выделены легкая и тяжелая фракции и проанализированы на содержание TiO_2 и Fe_2O_3 (табл. 7).

В результате оказалось, что на долю TiO_2 в тяжелой фракции приходится от 3,60—17,33%, причем, как можно видеть, от 63,27 до 78,47% ее приходится на долю Fe_2O_3 , а на долю Al_2O_3 и других компонентов остается всего от 9,40 до 26,67%. И здесь проявляется связь TiO_2 с железом. Тяжелая фракция глинистого боксита и бокситовой глины целиком состоит из железистых минералов, среди которых много минералов окиси и гидроокиси железа, встречаются магнетит, ильменит, возможно, титаномагнетит.

Легкая фракция, состоящая из комочков тонкодисперсного гиббсита,

каолинита и в меньшей степени кварца, резко обеднена по сравнению с тяжелой фракцией TiO_2 (0—1,87%) и Fe_2O_3 (0,91—8,56%).

Таким образом, на нашем материале не подтверждается приуроченность наиболее высоких содержаний TiO_2 к глиноземистым и глинистым минералам, наоборот, наиболее высокие содержания TiO_2 тяготеют к тем фракциям, где в большом количестве присутствуют минералы окиси железа, связь с которыми, вероятно, возникла уже в самой верхней зоне латеритного профиля, поставлявшем бобовины и обломки железистых минералов.

Таблица 7

Содержание TiO_2 и Fe_2O_3 (%) в тяжелой и легкой фракциях рыхлых бокситовых пород (фракция 0,1—0,01 мм)

Название породы	№ образца	TiO_2	Fe_2O_3	Название породы	№ образца	TiO_2	Fe_2O_3
Боксит глинистый, легкая фракция	1	1,40	5,14	Глина бокситовая, тяжелая фракция	4	3,60	69,73
Боксит глинистый, тяжелая фракция	2	17,33	63,27	Глина смешанного состава, легкая фракция	5	Нет	0,91
Глина бокситовая, легкая фракция	3	1,87	8,56	Глина смешанного состава, тяжелая фракция	6	3,86	78,47

К сожалению, нам не удалось проанализировать магнитные и немагнитные фракции бокситов, чтобы посмотреть, в какой из них концентрируется TiO_2 .

Некоторые данные о содержании TiO_2 в магнитной и немагнитной фракциях пород казахстанских месторождений приведены в работах В. Н. Лавренчука и В. А. Тенякова (1962, 1963). По их материалам, в магнитных частях каменистых бокситов содержится обычно от 1,20 до 2,50% TiO_2 по сравнению с 0,92—1,85% в немагнитных фракциях, причем Fe_2O_3 также концентрируется в магнитных фракциях в количестве от 31,2 до 59,51%. В этих же работах есть цифры содержаний TiO_2 в бобовинах. В бобовинах обычно наблюдаются более высокие содержания TiO_2 по сравнению с содержанием в валовых пробах каменистых бокситов (Лавренчук, Теняков, 1962, табл. 1). В этой же работе в табл. 2 приведены данные для магнитной и немагнитной частей бобовин; в магнитной части содержится 1,47% Ti_2O при 27,93% Fe_2O_3 , а в немагнитной — 1,00% TiO_2 при 16,76% Fe_2O_3 . Что касается Al_2O_3 , то к магнитным фракциям обычно приурочены более низкие его содержания, чем к немагнитным. Следовательно, наблюдается определенная приуроченность более высоких содержаний TiO_2 к магнитным минералам в бокситах, хотя для окончательных выводов о связи титана с железом в минералах магнитных фракций нужны еще дополнительные, более детальные исследования.

ВЫВОДЫ

Из вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1. Терригенные бобовины бокситоносных пород и бокситов Тургайского прогиба обогащены TiO_2 по сравнению с цементом.

2. В терригенных бобовинах всех типов бокситовых пород наблюдается четкая корреляционная связь TiO_2 с Fe_2O_3 . Величина отношения $TiO_2 : Fe_2O_3$ для бобовин всех изученных литологических разновидностей бокситовых пород остается почти постоянной, равной 0,051—0,054, повышаясь в каменистых бокситах до 0,069.

3. В цементе бокситовых пород всех типов наблюдаются прямые количественные соотношения TiO_2 с Al_2O_3 . Величина титанового модуля для цемента колеблется от 0,039 до 0,047.

4. В аутигенных образованиях — алюмогеле и аутигенных бобовинах — TiO_2 отсутствует или наблюдаются его очень низкие содержания ($<10\%$).

5. Рыхлые бокситы, бокситовые и каолиновые глины обогащены TiO_2 во фракции $>0,01$ мм, в которую попадают обломки железистых бобовин; минимальные содержания TiO_2 приурочены к фракциям $<0,001$ мм.

6. Наиболее обогащена TiO_2 тяжелая фракция бокситовых пород, а также магнитные фракции, что тоже указывает на определенную связь TiO_2 с минералами железа.

ЛИТЕРАТУРА

- Бенеславский С. И. Минералогия осадочных бокситов. В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. Титан в осадочном процессе. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- Лавренчук В. Н., Теняков В. А. К вопросу о распределении галлия в бокситах. Геохимия, № 8, 1962.
- Лавренчук В. Н., Теняков В. А. О балансе галлия в бокситах. Докл. АН СССР, т. 151, № 6, 1963.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезозойско-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 95, 1963а.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Соотношение двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах обломочного типа. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963б.
- Лисицына Н. А. Некоторые особенности распределения и формы нахождения титана в коре выветривания основных пород. Литология и полезн. ископ., № 4, 1965.
- Мигдисов А. А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. Геохимия, № 2, 1960.
- Мигдисов А. А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. В сб. «Химия земной коры», т. 1. Тр. геохим. конф., посвящ. столетию со дня рождения В. И. Вернадского. Изд. АН СССР, 1963.
- Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. Сб. статей. Изд. иностр. лит., 1952.
- Рожкова Е. В., Соболев М. В. Минералогия и условия образования бобовин железо-алюминиевых руд. Тр. Всес. ин-та минеральн. сырья, вып. 111, 1936.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд. АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- Штрунц Х. Минералогические таблицы. Госгориздат, 1962.
- Щукина Е. Н. Бокситы Енисейского кряжа. Тр. Всес. ин-та минеральн. сырья, вып. 111, 1936.
- Bardossy G. I. Bardossy S. L. Contributions to the Geochemistry of Titanium. Acta geol. Acad. hung., t. 2, fasc. 3—4, 1954.
- Katsura T., Kushiro et al. Titanomagnetite and Titanomaghemite in a Hawaiian Soil. J. Sediment. Petrol., v. 32, No. 2, 1962.
- Holdridge D. A. Composition Variation in Ball Clays. Trans. Brit. Ceram. Soc., v. 58, No. 11, 1959.
- Chowdhury M. K. R. Bauxite Deposits of the Phutka Pahar and the neighbouring Areas in the Bilaspur District, Madhya Pradesh. Indian Minerals, v. 5, No. 2, 1951.
- Murray H. H., Lyons S. C. Further Correlations of Kaolinite Crystallinity with chemical and physical Properties. Clays and clay Minerals, Proc. 8-th Nat. Conf. clays and clay minerals, 1960.
- Nagelschmidt G., Donnelly H. F., Morcom A. I. On the Occurrence of Anatase in sedimentary Kaolin. Mineral. Mag., v. 28, 1949.
- Sherman G. D., Kaneniro Y. Origin and Development of ferruginous Concretion in Hawaiian latosols. Soil Sci., v. 77, 1954.
- Stoch L. Titanium in kaolinite Clays. Bull. Acad. polon. sci., v. 9, No. 3, 1961.

УДК 549.26 : 551.35

**ЗНАЧЕНИЕ ОКИСНОГО КОЭФФИЦИЕНТА
ДЛЯ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
(на примере неокомских отложений Копет-Дага)**

В. И. МАРЧЕНКО

Материалы для данной статьи получены при комплексном изучении стратиграфии, литологии и фациальных особенностей неокомских отложений Копет-Дага, производившемся автором в 1956—1961 гг.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОКОМА КОПЕТ-ДАГА

Неоком Копет-Дага сложен морскими отложениями разнообразного состава. Среди них преобладают различные типы известняков: оолитовые, обломочные, детритовые, комковатые, водорослевые, копролитовые, пелитоморфные, глинистые, алевролитистые, песчанистые. Меньше распространены доломиты, мергели, аргиллиты и кластогенные породы. Последние представлены известковистыми и известковыми алевролитами, а также песчаниками средне-мелкозернистыми, иногда тонкозернистыми, т. е. сложенными обломками диаметром от 0,1—0,12 до 0,15 мм¹.

Особенности химического состава пород неокома приведены в табл. 1. В основу фациального анализа отложений неокома был положен большой комплекс диагностических фациальных признаков. При этом большое внимание уделялось: 1) составу и особенностям ископаемой фауны и ее изменениям при переходе от одних фациальных зон к другим; 2) гидродинамической активности водной среды, определяемой по текстурам и структурам; 3) гранулометрическому составу осадков, зависящему от гидродинамики водной среды; 4) солености и газовому режиму бассейна; 5) типу и вещественному составу осадков; 6) наличию и характеру ритмичности; 7) характеру залегания различных пород, их выдержанности на площади, переходу в другие породы (фации) на площади и во времени; 8) направленности тектонического режима; 9) сравнению с современными осадками соответствующих фаций.

Использование большого комплекса фациальных признаков позволило провести достаточно детальный фациальный анализ отложений неокома Копет-Дага и выявить большое количество микрофаций, отнесенных к следующим семи фациальным группам: а) фации водоемов с ненормальной соленостью вод; б) прибрежно-морские фации; в) мелководные фации; г) фации открытого шельфа с развитием донных течений; д) фации переходные от мелководных к умеренно-глубоководным; е) умеренно-глубоководные фации; ж) глубоководные фации.

¹ Подробная литологическая характеристика всех упомянутых пород дана в ранее опубликованной монографии В. И. Марченко (1962), и поэтому здесь она не повторяется.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

В связи с производившимся углубленным фаціальным анализом выявилась необходимость возможно более точного определения окислительно-восстановительных условий в осадках различных морских фаций. Для этого нужно было использовать объективные критерии, позволяющие получить количественную характеристику различных условий. Было также очень существенно, чтобы получение необходимых данных не требовало очень большого числа трудоемких анализов или пересчетов. При этом возник важный вопрос: с помощью какого метода, и можно ли вообще, получить необходимые количественные критерии для карбонатных пород неокома Копет-Дага, обедненных сульфидами железа и органическим веществом и содержащих незначительные количества сидерита и лептохлоритов. Положение осложнялось тем обстоятельством, что аутигенные минералы — индикаторы восстановительной обстановки диагенеза, вследствие их незначительных размеров не всегда можно было определить под микроскопом.

Как известно, суждения об окислительно-восстановительном режиме древних осадков могут быть получены лишь косвенно, на основании изучения состава диагенетических минералов в породах (Страхов, 1957). Для определения окислительно-восстановительных условий в осадке по аутигенным железосодержащим минералам предложены два метода: по сульфидной сере (Гуляева, 1953, 1955) и по балансу аутигенных форм железа (Страхов и Залманзон, 1955). В основу определения окислительно-восстановительных условий Л. А. Гуляева предложила положить содержание в осадках (породах) сульфидной серы и выделила четыре типа обстановок с точки зрения окислительного или восстановительного их воздействия на органическое вещество. Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон разработан способ выявления окислительно-восстановительных условий в осадках в стадию их диагенеза путем определения общего баланса аутигенно-минералогических форм железа в породах. Эти авторы установили, что определение баланса аутигенно-минералогических форм железа в сочетании с определением $S_{орг}$ может быть использовано для количественных оценок окислительно-восстановительных условий. Их методика крайне важна также при генетическом изучении осадочных образований. Кроме того, И. А. Юркевичем (1954, 1958) предложена методика определения восстановленности пород по количеству кислорода, затрачиваемого на окисление содержащегося в них восстановленного минерального комплекса. Определяемая величина названа восстановительной емкостью породы — ВЕ и выражается в $mg \cdot O_2/100$. Данная методика достаточно трудоемка и связана с большими пересчетами. Величины ВЕ в основном приведены автором для песчаников, алевролитов и глин (Юркевич, 1958, 1962).

Определения сульфидной серы в карбонатных породах неокома Копет-Дага показали либо отсутствие, либо ничтожное содержание в них пирита (или марказита), по количеству которого выделять различные обстановки оказалось невозможно. Вследствие этого метод Л. А. Гуляевой нельзя было использовать для карбонатных пород. Большая часть карбонатных пород неокома Копет-Дага, помимо отсутствия пирита, характеризуется также отсутствием или совершенно незначительным содержанием $S_{орг}$, поэтому нельзя было проделать и весь комплекс анализов, необходимых для определения баланса аутигенно-минералогических форм железа по методу Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон. Нельзя было использовать для определения окислительно-восстановительной

обстановки и другие элементы с переменной валентностью, вследствие их ничтожного содержания в породах неокома.

В поисках необходимых объективных критериев автор остановился на соотношениях окисного и закисного железа в аутигенных минералах пород. Эти соотношения обычно рассматриваются как основной показатель интенсивности окислительной или восстановительной обстановки, возникшей на стадии диагенеза осадков. Роль железосодержащих аутигенных минералов как наиболее распространенных индикаторов окислительно-восстановительной обстановки бесспорна.

С целью получения необходимых данных, в химлаборатории ВСЕГЕИ было произведено более 280 определений содержания окисного и закисного железа в различных породах неокома Копет-Дага. Для более распространенных типов пород делалось до 10 таких определений. Исключением явились доломиты, по которым были сделаны только единичные анализы и которые практически оказались в этом отношении неисследованными.

Определение содержания в породах окисного и закисного железа проводилось по методике, описанной Э. С. Залманзон (1957). Количество обломочного железа, принесенного с континента в составе терригенных минералов, как правило, для карбонатных пород не определялось, так как по данным Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955) его содержание в морских карбонатных породах незначительно; только в породах песчано-глинистой группы оно составляет в среднем 17,5% от валового количества железа, а в мергелях и глинистых известняках снижается до 0—3%. Приведенные для различных пород неокома Копет-Дага контрольные определения обломочного железа (табл. 2) пол-

Таблица 2

Формы железа в некоторых породах неокома Копет-Дага, %

Фации	Породы	Fe _{вал}	Fe _{пир} ²⁺	Fe _{окисн} ³⁺ + Fe _{HCl} ²⁺	Fe _{обл}	Fe _{обл} от Fe _{вал}
Прибрежно-морские	Песчаник средне-мелкозернистый полимиктовый	2,00	Нет	1,79	0,21	11,3
	Известняк песчаный крупно-оолитовый	1,13	»	1,09	0,04	3,7
	Аргиллит алевритистый	2,40	0,08	2,18	0,14	6,9
Мелководные	Известняк алевритовый	1,60	Нет	1,55	0,05	3,2
Переходные от мелководных к умеренно-глубоководным	Известняк пелитоморфный с обломочным карбонатным материалом	0,43	»	0,43	Нет	0,0
	Известняк пелитоморфный	1,19	»	1,19	»	0,0
Умеренно-глубоководные	Алевролит зеленый известковый тонкий	1,55	»	1,51	0,04	3,3
	Известняк пелитоморфный	0,6	»	0,61	Нет	0,0
Глубоководные	Мергель	1,28	0,01	1,24	0,03	2,5
	Известняк флишеподобный глинистый	0,80	0,02	0,77	0,01	1,3

ностью подтвердили данные упомянутых авторов. Вследствие отсутствия или крайне незначительного содержания в карбонатных породах неокома органического вещества, что уже отмечалось, соотношение между рассматриваемыми формами железа и органическим веществом тоже

не определялось. Тем более, что по данным Н. М. Страхова (1960), наблюдается сложность соотношений в морских породах между формами железа и органическим веществом в закисном поле и наличие между ними только общих качественных, а не количественных связей. Результаты проведенных И. А. Юркевичем (1962) определений восстановительной емкости песчаных, алевроитовых и глинистых пород различного возраста также показали отсутствие в них однозначной зависимости между восстановленностью породы и содержанием в ней органического вещества.

По указанным соображениям, для выявления геохимической обстановки диагенеза пород неокома определялась только величина отношения

$\frac{Fe_{окисн}^{3+}}{Fe_{окисн}^{2+}}$ (1). В общем случае это отношение соответствует

$\frac{Fe_{окисн}^{3+}}{Fe_{НСl}^{2+} + Fe_{сульф}^{2+}}$, где $Fe_{окисн}^{3+}$ — содержание в породе окисного растворимого железа, $Fe_{сульф}^{2+}$ — содержание сульфидного закисного железа, а $Fe_{НСl}^{2+}$ — суммарное содержание карбонатного закисного железа и силикатного закисного железа лептохлоритов и глауконитов, растворимого в 2%-ной HCl.

При отсутствии в породе сульфидного железа, отношение (1) превращается в отношение $\frac{Fe_{окисн}^{3+}}{Fe_{НСl}^{2+}}$ (2). Нетрудно видеть, что и при

незначительных содержаниях сульфидного железа замена отношения (1) отношением (2) повлечет лишь небольшую погрешность, которая обычно будет находиться в пределах точности анализов и не имеет практического значения. Поэтому определение содержания в породах сульфидного железа (по сульфидной сере) химическим путем производилось только для тех пород, в которых по шлифам констатировался пирит (марказит). Необходимо отметить, что и в этих случаях химические анализы устанавливали лишь очень небольшое количество сульфидного железа, обычно меньше 0,1%.

Учитывая, что точность химических определений форм железа при небольших его количествах в породе снижается, все определения производились только для образцов, содержащих суммарно не меньше 0,2% окисного и закисного железа.

Точное минералогическое определение аутигенных минералов, содержащих железо, не всегда было возможно. Наиболее характерные их формы все же были установлены. В породах прибрежных и мелководных фаций всегда преобладает окисное железо, представленное обычно гидрогетитом. В породах с величиной отношения $Fe_{окисн}^{3+} : Fe_{закисн}^{2+}$, близкой к единице, под микроскопом очень часто констатируется глауконит. В отложениях, соответствующих фациям, переходным от мелководных к умеренно-глубоководным, встречаются лептохлориты. В породах умеренно-глубоководных фаций, отчасти переходных, закисное железо часто представлено сидеритом (данные термобъемного анализа по методу Л. В. Берга). В породах глубоководных и умеренно-глубоководных фаций в шлифах иногда констатируется, кроме того, незначительное количество пирита.

Определения величин отношения $Fe_{окисн}^{3+} : Fe_{закисн}^{2+}$ в различных типах пород неокома Копет-Дага позволили установить следующие интересные факты.

1. В различных по петрографическому и гранулометрическому составу породах, относящихся к одинаковым фациям, т. е. образовавшихся примерно

на одинаковых глубинах, величина отношения окисного железа к закисному остается в известных пределах одинаковой.

2. Это отношение для одинаковых по петрографическому составу пород (песчаников, алевролитов, аргиллитов, пелитоморфных известняков), но относящихся к различным фациям, связанным с различными глубинами, всегда различно по своей величине.

3. Как видно из табл. 1, отношение $Fe_{\text{окисн}}^{3+} : Fe_{\text{закисн}}^{2+}$, более или менее близкое для всех пород каждой отдельной группы фаций, постепенно уменьшается при переходе от более мелководных фаций к более глубоководным.

4. Величины этого отношения, характерные для пород различных более глубоководных фаций, иногда несколько перекрывают одна другую в породах смежных фаций. Это, по-видимому, объясняется нахождением соответствующих отложений в пограничных частях смежных фациальных зон. В ряде случаев близость величин отношения $Fe_{\text{окисн}}^{3+} : Fe_{\text{закисн}}^{2+}$ в породах, относящихся к различным фациальным зонам, может вызываться и недостаточной точностью анализов. В целом же выявилась стройная картина закономерного и постепенного перехода, с увеличением глубины осадкообразования от окислительных к восстановительным условиям при диагенезе осадков. Об этом свидетельствует постепенное уменьшение величины исследованного соотношения от 2—30 в прибрежно-морских отложениях до нулевых значений в глубоководных образованиях. Вместе с тем была получена и необходимая количественная характеристика окислительной или восстановительной обстановок диагенеза в осадках каждой отдельной группы фаций.

Уменьшение в породах величины отношения $Fe^{3+}_{\text{окисн}} : Fe^{2+}_{\text{закисн}}$ при переходе от мелководных к более глубоководным образованиям отражает соответственное постепенное уменьшение содержания в породах окисных соединений железа. Величина рассматриваемого соотношения характеризует таким образом степень окисленности железа в породах. Поэтому эту величину можно назвать окисным коэффициентом (ОК). Если величина ОК превышает единицу, то это можно рассматривать как преобладание окислительной обстановки при диагенезе осадков; если она меньше единицы, то это уже свидетельствует о доминировании восстановительных условий. Абсолютные величины ОК можно поэтому рассматривать в качестве количественных показателей интенсивности окислительной или восстановительной обстановки диагенеза осадков.

Полученные выводы не касаются фаций, представленных доломитами и известковисто-доломитовыми породами, так как имеющиеся для этих пород единичные определения величины ОК недостаточны для каких-либо заключений. Что же касается алевролитовых доломитов, доломитовых алевролитов и известковисто-глинистых алевролитов, относящихся к фациям осолоненных лагун, то для них величина ОК колеблется от 2,8 до 9. Как видно из табл. 3, такая величина этого отношения характерна для пород прибрежно-морских фаций с окислительной обстановкой. Таким образом, алевролитовые породы фаций осолоненных лагун имеют величину ОК такую же, как и все другие породы прибрежно-морских фаций, но резко отличающуюся от величины ОК в алевролитах из более глубоководных фаций, например переходных от мелководных к умеренно-глубоководным, для которых ОК обычно равен 0,3—0,9.

Из большого количества проделанных анализов только единичные, составляющие не больше 1—2% всех определений, давали величину ОК, отклоняющуюся от установленных закономерностей. Такие случаи скорее всего нужно отнести за счет неточности в анализах при неболь-

ших содержаниях железа в породе. В подавляющем же большинстве случаев определение ОК явилось новым дополнительным и объективным критерием для отнесения отложений к той или другой фациальной зоне. При этом всегда оказывалось, что отнесение отложений к какой-либо фациальной зоне по величине ОК подтверждается также и всеми другими диагностическими признаками соответствующей группы фаций.

Таблица 3

Величина отношения $Fe_{\text{окисн}}^{3+} : Fe_{\text{закисн}}^{2+}$ в породах различных фациальных групп

Название групп фаций	Преобладающая величина отношения $Fe_{\text{окисн}}^{3+} : Fe_{\text{закисн}}^{2+}$	Преобладающая геохимическая обстановка при диагенезе осадков	Констатированные аутигенные минералы
Прибрежно-морские	2—10 до 30	Сильно окислительная и окислительная	Гидроокислы железа
Мелководные	1—2	Слабо окислительная	Гидроокислы железа, глауконит
Фации открытого шельфа с развитием донных течений	≈ 1	От слабо окислительной до слабо восстановительной	Глауконит
Фации переходные от мелководных к умеренно-глубоководным	0,3—0,9		
а) верхняя подзона	0,4—0,9	Слабо восстановительная	Глауконит, лептохлориты
б) нижняя подзона	0,3—0,5	Слабо восстановительная и восстановительная	Лептохлориты, сидерит
Умеренно-глубоководные	0,2—0,4	Восстановительная	Сидерит, пирит
Глубоководные	0—0,2	Сильно восстановительная	Пирит

Закономерное уменьшение в породах неокома величины ОК при переходе от мелководных к более глубоководным отложениям, очевидно, вызвано увеличением содержания в соответствующих осадках органического вещества, расходовавшегося при диагенезе на перевод окисных соединений в закисные, так как в природных условиях концентрация $S_{\text{орг}}$, как правило, увеличивается при переходе от прибрежной зоны к глубоководной. В этом же направлении, т. е. в сторону уменьшения величины ОК, влияет также и ослабление способности пород к вентиляции и снабжению кислородом за счет наддонной воды, происходящее при переходе от прибрежных песчаных осадков к более глубоководным тонкозернистым и илистым осадкам (Страхов, 1960).

Выявленные для пород различных фаций неокома величины окисного коэффициента характеризуют в основном участки дна бассейна без развития донных течений. Донные течения, очевидно, должны изменять величину этого коэффициента в сторону его увеличения. При сравнении величины окисного коэффициента отложений из зоны донных течений (осадки с однонаправленной косой слоистостью) с его величиной в осадках, отлагавшихся примерно на таких же глубинах, но без донных течений, получены интересные данные (табл. 4). Оказалось, что в пределах сублиторали окисный коэффициент примерно одинаков как для отложений зоны без течений, так и для отложений зоны с развити-

ем течений. Этого и следовало ожидать, так как осадки, отлагающиеся в пределах сублиторали, вследствие мелководности последней подвергаются достаточно интенсивной аэрации и без воздействия донных течений. В отложениях же, образующихся в более глубоких частях шельфа и относящихся к фациям средней части шельфа (переходным) и умеренно-глубоководным, величина окисного коэффициента заметно повышается (примерно в 2—3 раза), если эти отложения образуются в зоне развития донных течений.

Н. М. Страховым (1960) установлено, что в современных океанических бассейнах парагенезисы с наиболее восстановленными соединениями железа приурочиваются к тонкозернистым (илистым) осадкам шельфа и континентального склона; отсюда восстановленность этих парагенезисов убывает в обе стороны: как к прибрежным песчаным осадкам, так и, особенно, в сторону пелагических отложений океанов. Понижение, вплоть до полного исчезновения, восстановленности железистых парагенезисов в осадках центральных частей океанов Н. М. Страхов объясняет возрастанием химической инертности органической массы осадка и в связи с этим резким уменьшением ее влияния на превращения в диагенезе железистых минералов. В наиболее глубоководных отложениях неокома упомянутая выше закономерность отсутствует, и для них выявлена максимальная, по сравнению с другими зонами, восстановленность соединений железа. Основываясь на выводах Н. М. Страхова, этот факт можно объяснить значительной химической активностью органического вещества в глубоководных осадках неокома, обусловленной небольшим по сравнению с океаном расстоянием наиболее глубоких частей Копетдагского бассейна от берега, а также отсутствием в этом бассейне глубин, подобных океаническим.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

1. Анализ материалов, полученных по неокому Копет-Дага, показал, что величина окисного коэффициента, определяемая по $Fe^{3+}_{окис}$ и $Fe^{2+}_{НС}$, имеет большое значение для углубленного фацеального анализа. Эта величина в подавляющем большинстве случаев является дополнительным объективным критерием, облегчающим и одновременно контролирующим отнесение тех или иных морских отложений к определенным фацеальным зонам (Марченко, 1962). Таким образом, обычный комплекс диагностических признаков различных групп морских фаций должен быть дополнен таким важным признаком, как величина ОК. Само собою разумеется, что определение величины ОК может

Таблица 4

Величины окисного коэффициента для отложений участков шельфа с развитием донных течений и соответствующих им по глубине участков без донных течений

Наименование фаций и зон шельфа	Величина окисного коэффициента	
	для отложений зон шельфа без развития донных течений	для отложений тех же зон шельфа, но с развитием донных течений
Мелководные фации (сублитораль)	1—2	1—2
Фации переходные от мелководных к умеренно-глубоководным (средние зоны шельфа)	0,3—0,9	1—1,25
Умеренно-глубоководные фации (низы шельфа)	0,2—0,4	0,5—0,7

производиться только для пород, не затронутых гипергенными процессами.

2. Определение ОК, по-видимому, является наиболее рациональным и простым количественным методом, позволяющим более точно судить об интенсивности окислительной или восстановительной обстановки диагенеза в карбонатных породах, так как к ним обычно неприменим метод определения ОВ обстановки по сульфидной сере, предложенный в 1953 г. Л. А. Гуляевой.

3. С целью уточнения окислительно-восстановительной обстановки, для карбонатных пород с очень незначительным содержанием S и $C_{орг}$, видимо, можно ограничиться только установлением величины окисного коэффициента по $Fe_{окисн}^{3+}$ и $Fe_{НСl}^{2+}$, не прибегая к определениям полного баланса аутигенно-минералогических форм железа и $C_{орг}$.

4. Поскольку в карбонатных породах неокома Копет-Дага обычно отсутствуют или находятся в ничтожных количествах содержащие железо труднорастворимые минералы (сульфиды, амфиболы, пироксены, магнетит и др.), данные химических анализов о содержании в таких карбонатных породах растворимых $Fe_{окисн}^{3+}$ и $Fe_{закисн}^{2+}$ определяют одновременно и общее содержание в этих породах железа.

Обычное присутствие в карбонатных породах только растворимых окисных и закисных соединений железа, очевидно, и позволяет получать по величине отношения $Fe_{окисн}^{3+} : Fe_{закисн}^{2+}$ очень четкую количественную характеристику окислительной или восстановительной обстановки при диагенезе осадков.

5. Химические лаборатории нередко дают содержание растворимого железа в виде Fe_2O_3 и FeO. В таких случаях с достаточной для практических целей точностью можно определять величину ОК и непосредственно по этим данным без пересчета на количество чистого железа (Fe^{3+} и Fe^{2+}). Нужно только иметь в виду, что величина ОК, вычисленная по Fe_2O_3 и FeO, несколько повышает величину ОК, определенную по $Fe_{окисн}^{3+}$ и $Fe_{НСl}^{2+}$. Разница между этими величинами не имеет практического значения, так как абсолютная ее величина при $ОК < 1$ колеблется в пределах точности химических анализов (табл. 5), а при величине ОК от 1 до 7—8 выражается в десятых долях процента. Для достаточно точного перевода окисного коэффициента, вычисленного по Fe_2O_3 и FeO, в окисный коэффициент, определенный по $Fe_{окисн}^{3+}$ и $Fe_{НСl}^{2+}$, величину первого нужно умножить на 0,9.

6. Определение ОВ обстановки только по присутствию тех или других аутигенных железистых минералов позволяет весьма приближенно судить о характере этой обстановки и поэтому оно, конечно, не может заменить количественное определение ОК. На практике по лептохлоритам и сидериту часто вообще нельзя было судить об окислительно-восстановительной обстановке диагенеза в карбонатных породах неокома Копет-Дага, так как указанные минералы очень трудно, а иногда невозможно констатировать под микроскопом. Подтверждением этого может служить следующее высказывание Д. В. Жабрева: «При исследованиях применялись методы определения геохимической обстановки, основанные на изучении аутигенных минералов в породах, на количественном содержании различных форм Fe и S, а также воднорастворимых солей. По предлагаемым методам хорошо определяются крайние члены классификации — резко восстановительные, близкие к нейтральным и окислительные обстановки. Определения же степени восстановленности в широкой гамме восстановительных условий встречают затруднения». К этому нужно еще добавить, что Д. В. Жабревым исследовались в основном терригенные глинистые и алевритовые породы, содержащие

Таблица 5

Сравнение величин отношений $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ и $\frac{Fe^{3+}_{окисн}}{Fe^{2+}_{закисн}}$ в одних и тех же породах

Фашии	Породы	Fe ₂ O ₃ , %	FeO, %	Fe ³⁺ _{окисн} , %	Fe ³⁺ _{закисн} , %	Величина отношения $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	Величина отношения		Разность между величиной отношений $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ и $\frac{Fe^{3+}_{окисн}}{Fe^{2+}_{закисн}}$
							$\frac{Fe^{3+}_{окисн}}{Fe^{2+}_{закисн}}$	$\frac{Fe^{3+}_{окисн}}{Fe^{2+}_{закисн}}$	
Прибрежно-морские	Песчаник средне-мелкозернистый известковистый	2,00	0,50	1,40	0,39	4	3,59		0,41
	Известняк песчанистый крупно-оолитовый	1,00	0,50	0,70	0,39	2	1,80		0,20
	Аргиллит алевритистый	2,00	1,00	1,40	0,78	2	1,82		0,18
Мелководные	Алевролит известковый	2,07	1,57	1,45	1,22	1,32	1,18		0,14
	Алевролит известковистый	0,70	0,60	0,49	0,47	1,20	1,04		0,16
	Известняк алевритовый	1,10	1,00	0,77	0,78	1,10	0,98		0,12
Переходные от мелководных к умеренно-глубоководным	Известняк пелитоморфный с обломочным карбонатным материалом	0,30	0,30	0,21	0,22	1,0	0,91		0,09
	Песчаник известковый тонкозернистый	0,13	0,16	0,09	0,12	0,81	0,75		0,06
	Пелитоморфный известняк	0,70	0,90	0,49	0,70	0,77	0,70		0,07
Умеренно-глубоководные	Алевролит зеленый известковый тонкий	0,60	1,40	0,42	1,09	0,43	0,39		0,04
	Известняк пелитоморфный	0,20	0,60	0,14	0,47	0,33	0,30		0,03
Глубоководные	Мергель	0,10	1,50	0,07	1,17	0,07	0,06		0,01
	Известняк флишеподобный	0,10	0,90	0,07	0,70	0,11	0,10		0,01

Таблица 6

Величины ОК и битуминозности в некоторых породах неокома Қопет-Дага

Фашии	Породы	Величина ОК	Битуминозность породы, %
Прибрежно-морские	Песчаники известковистые	2—12	0,000
	Известняки песчанистые оолитовые	2—40	0,000
Мелководные	Известняки крупнообломочные	1—2	0,000
	Известняки доломитовые	1—2	0,000
	Известняки детритовые	1,52	0,000
	Аргиллиты	1,2—1,6	0,001
Переходные от мелководных к умеренно-глубоководным	Известняк мелкообломочный	0,88	0,001
	Известняк слабглинистый	0,39	0,002
	Известняк глинистый	0,36	0,002
Умеренно-глубоководные	Известняк слабглинистый	0,2	0,005
	Известняк глинистый	0,3	0,005
	Известняк глинистый	0,2	0,05
Глубоководные	Мергель	0,0—0,10	0,02
	Мергель	0,0—0,12	0,1

по сравнению с карбонатными значительно бóльшие количества S и $C_{орг}$.

7. Изучение пород неокома Копет-Дага показало, что при незначительном содержании в осадке органического вещества и почти при полном его окислении, что характерно для мелководных условий седиментации, на всей стадии диагенеза может сохраняться окислительная обстановка. Это подтверждает важный вывод Н. М. Страхова (1955) о том, что реально наблюдающийся в породе парагенезис железистых минералов (а, следовательно, и величина ОК—В. М.), есть функция первоначально имевшихся в осадке соотношений между реакционно-способным железом и органическим веществом. Чем больше величина $\frac{Fe^{3+}_{окисн.}}{C_{орг}}$, тем интенсивнее окислительная обстановка.

8. Многочисленные определения величины окисного коэффициента в отложениях неокомского копетдагского морского бассейна, относящихся к различным зонам шельфа, показали, что восстановительная обстановка при диагенезе превалирует в этих отложениях, начиная примерно с середины шельфа (ниже сублиторали), причем ее интенсивность постепенно увеличивается одновременно с увеличением глубины осадкообразования.

9. При сравнении величин ОК и битуминозности в одних и тех же породах выяснилось, что с уменьшением величины ОК в породах закономерно повышается битуминозность (табл. 6). Таким образом, и для пород неокома Копет-Дага подтверждается обязательность существования восстановительных условий в осадках для битумообразования и прямая зависимость интенсивности битумообразования от силы восстановительных процессов. В неокоме Копет-Дага повышение битуминозности карбонатных пород начинает проявляться при величине ОК < 1 и достигает максимума при ОК равном 0,0—0,1.

10. Степень восстановленности ископаемых пород некоторые авторы выражают отношением $Fe^{2+} : Fe^{3+}$ (Двали, 1963). А. И. Зиновьев предложил определять степень восстановленности железа в породе по формуле $K_{восст} = \frac{Fe^{2+}}{Fe_{общ}} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe_s + Fe^{3+}}$. При незначительном содержании в породах сульфидного железа этот коэффициент с очень небольшой погрешностью можно вычислять по формуле

$$K_{восст} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$$

11. М. Ф. Двали (1962), отметив, что наиболее интересным объектом для изучения диагенетических преобразований вещества являются соединения железа, вместе с тем подчеркнул, что геохимические исследования имеют сейчас особое значение, так как характер ОВ обстановки определяет направленность преобразований органического вещества при литогенезе. Из этого следует, что количественное определение с помощью окисного коэффициента интенсивности окислительно-восстановительной обстановки диагенеза карбонатных пород с небольшим содержанием S и $C_{орг}$ весьма важно и для нефтяной геологии. При этом нужно учитывать, что карбонатные породы обычно содержат органического вещества меньше по сравнению с глинами, но ввиду иных соотношений между компонентами органического вещества они оказываются иногда даже богаче битумами и углеводородами, чем глины (Двали, 1963).

ЛИТЕРАТУРА

- Гуляева Л. А. Геохимические показатели окислительно-восстановительной обстановки осадкообразования морских терригенных отложений. Докл. АН СССР, т. 98, № 6, 1954.
- Двали М. Ф. Направление теоретических исследований в области геологии нефти и газа. Сов. геология, вып. 6, 1962.
- Двали М. Ф. Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. Гостоптехиздат, 1963.
- Залманзон Э. С. Определение форм некоторых элементов и анализ коллоидной фракции глин. Методы изучения осадочных пород, т. II. Госгеолтехиздат, 1957.
- Зиновьев А. И. Некоторые методы исследования осадочных пород и пластовых вод. Геохим. сб. ВНИГРИ, № 5, 1958.
- Марченко В. И. Палеогеографические и фациальные особенности отложений неокома Копет-Дага. В сб. «Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 42, вып. 1, 1960.
- Марченко В. И. Стратиграфия, литология и фашии неокома Копет-Дага. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, т. 78, вып. II, 1962.
- Страхов Н. М. и Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии (к теории диagenеза). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.
- Страхов Н. М. О возможностях определения окислительно-восстановительного потенциала в осадках древних морей. В сб. «Методы изуч. осадочных пород, т. II», Госгеолтехиздат, 1957.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, Изд. АН СССР, 1960.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1958.
- Юркевич И. А. Восстановленность пород как показатель нефтегазоносности. Нефть-во, № 9, 1954.
- Юркевич И. А. Исследования по методике фациально-геохимического изучения осадочных пород (в приложении к задачам геологии нефти). Изд. АН СССР, 1958.
- Юркевич И. А. Фациально-геохимические исследования для характеристики нефтематеринских отложений. В сб. «Геохимия нефти и нефт. месторожд.» Изд. АН СССР, 1962.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
18.VII.1964

УДК 553.492.1 : 551.76(471.50)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МЕЗОЗОЙСКИХ БОКСИТАХ УРАЛА

А. И. КРИВЦОВ

ВВЕДЕНИЕ

На восточном склоне Урала до самого последнего времени мезозойские бокситы были известны лишь среди нижнемеловых континентальных осадков. Однако еще в начале сороковых годов А. Ф. Кабаков и М. Г. Васильев неоднократно отмечали бокситопоявления в пестроцветных нижнемезозойских отложениях. Позднее Г. И. Бушинским и Л. И. Боголюбовой (1960) были найдены гальки мелкопизолитовых фосфатизированных бокситов в самом нижнем буроугольном пласте нижнемезозойских отложений Веселовского месторождения на юге Богословской депрессии. Авторы высказали предположение о возможном нахождении коренных залежей бокситов среди континентальных нижнемезозойских осадков в краевых частях Богословской депрессии. Действительно, в 1960 г. они были открыты В. И. Тужиковой и Н. И. Архангельским (1961) в пределах Волчанской депрессии при детальном литологическом изучении разреза рэт-лейасовых угленосных отложений.

В 1961 г. по заявке Н. И. Архангельского Уральским геологическим управлением здесь были организованы поисково-разведочные работы. Они выявили коренные залежи нижнемезозойских бокситов не только в районе Волчанского, но также и Богословского буроугольных месторождений.

В 1962 г. одной из партий Челябинского геологоразведочного треста были вскрыты мезозойские бокситы в коренном залегании рядом буровых скважин, пройденных на Дуванкульской поисковой площади Челябинского Зауралья. Одновозрастными с данными бокситами являются, видимо, меловые бокситы, обнаруженные в последнее время рядом скважин, пробуренных на Марсятско-Самской площади, а также пройденных в пределах 24 рудного тела Ауэрбаховского железорудного месторождения (Северный Урал).

Таким образом, за последние три года на Урале были получены новые весьма интересные данные по мезозойским бокситам.

В 1962 г. нами произведено тщательное обследование новых бокситоносных площадей и детально изучен керн почти из всех буровых скважин, пробуренных Уральским геологическим управлением на мезозойские бокситы в 1961 и 1962 гг. как на Северном, так и на Южном Урале.

Краткое изложение полученных результатов и является целью настоящей заметки.

ВОЛЧАНСКАЯ И БОГОСЛОВСКАЯ ДЕПРЕССИИ СЕВЕРНОГО УРАЛА

В. И. Тужикова и Н. И. Архангельский волчанские бокситы отнесли к верхней половине триаса.

На Северном Урале имеются глубокие тектонические депрессии (Волчанская, Богословская), выполненные нижнемеловыми угленосными отложениями. Стратиграфия этих отложений разработана В. Д. Принадой, Л. Н. Дорофеевым и другими геологами на основании изучения богатых скоплений растительных остатков, нами уточнено лишь расчленение подугольных бокситоносных образований (фиг. 1). Последние почти повсеместно с размывом залегают на древней коре выветривания палеозойских пород и значительно реже на свежих породах. Следовательно, между палеозойскими и нижнемезозойскими отложениями на Северном Урале существовал длительный перерыв в осадконакоплении, во время которого на изверженных кислых, а также на песчано-глинистых и карбонатных породах образовались каолинитовые коры, а на порфиритах диабазового и пироксено-плагноклазового состава и их туфах развивались обычно монтмориллонитовые или бейделлит-монтмориллонитовые и значительно реже монтмориллонит-каолинитовые коры.

В пределах бортовых частей Богословской депрессии более 70% всех поисковых скважин вскрыли древнюю кору выветривания, образовавшуюся преимущественно на карбонатных породах девона, и лишь отдельными скважинами, расположенными на западном борту депрессии, пересечена кора выветривания, приуроченная к порфиритам, их туфам или к туфосланцам и кремнисто-глинистым сланцам.

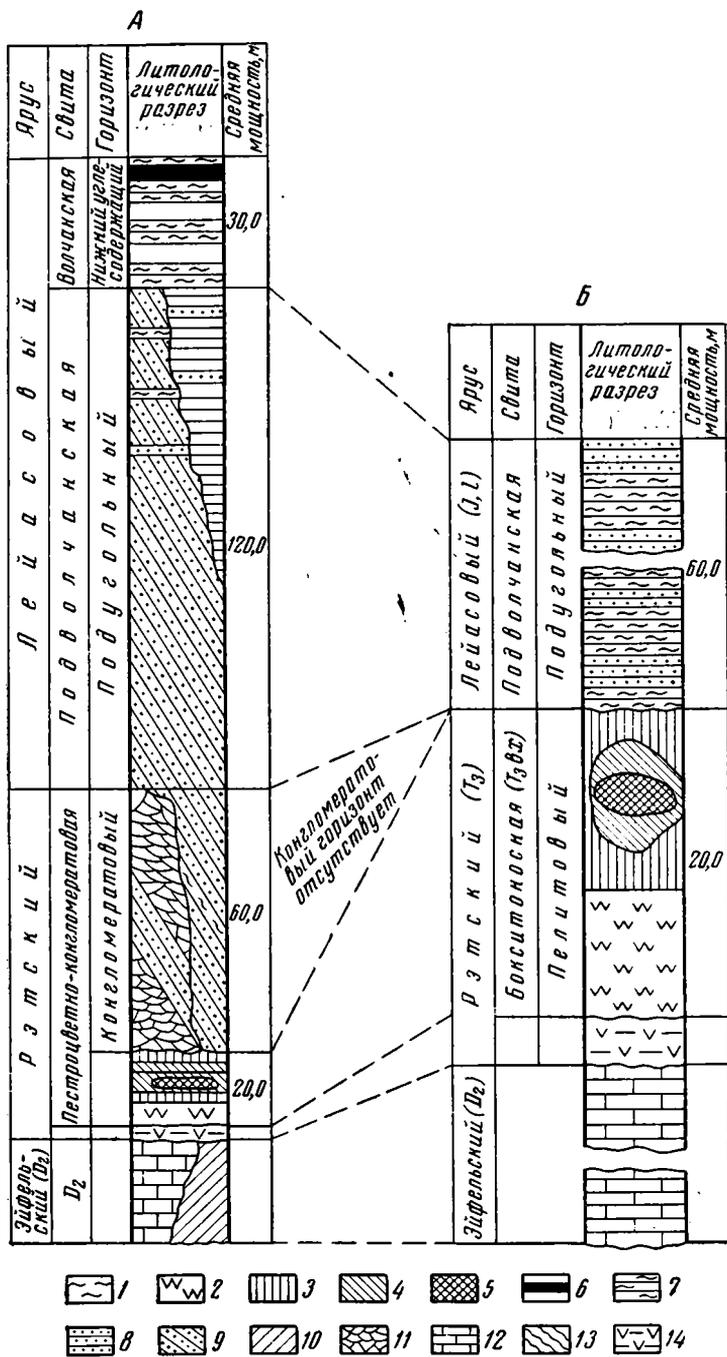
Не менее широко нижнемезозойская кора выветривания распространена также и в Волчанской депрессии.

Древняя кора выветривания на известняках часто представляет собой глинистую бесструктурную породу, окрашенную в табачно-желтый, желтовато-красный, кирпично-красный и реже в зеленовато-серый цвет с бурыми разводами или пятнами неправильной формы. В верхней части толщи коры хорошо выражена каолинизация основной массы породы, в самых низах разреза нередко наблюдаются многочисленные остроугольные обломки подстилающих кору выветривания пород. Кривые нагревания указывают на каолинитовый состав коры.

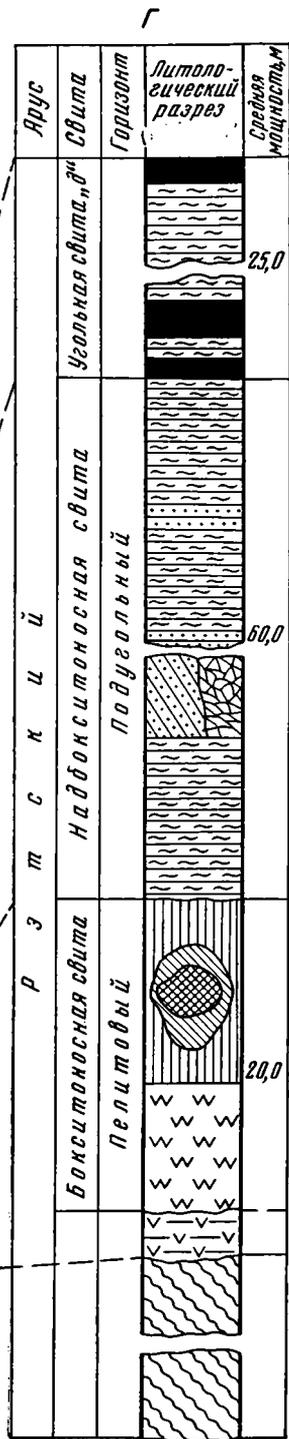
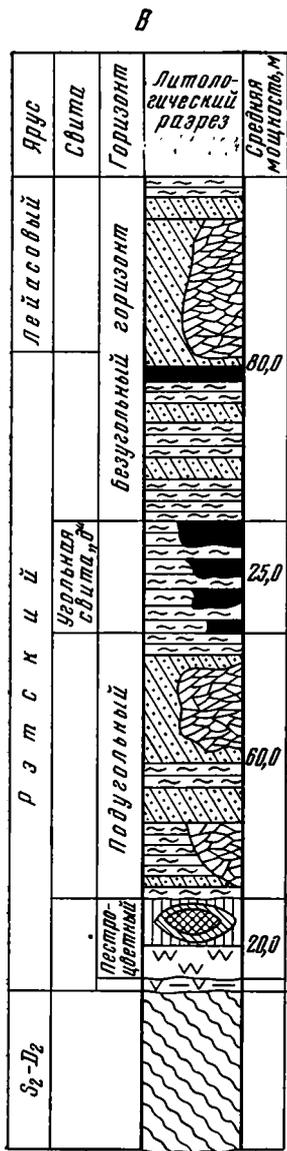
Аналогичная кора выветривания наблюдается на туфосланцах, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцах. Она также характеризуется каолинитовым составом. К особенностям этой коры можно отнести лишь наличие в ее нижних горизонтах реликтовой структуры материнских пород. Кроме того, вверх по разрезу нередко наблюдается заметное увеличение содержания глинозема и окиси железа, а также уменьшение кремнезема.

На диабазовых порфиритах и их туфах нижнемезозойская кора выветривания, как уже отмечалось, представлена преимущественно монтмориллонитовыми, значительно реже бейделлит-монтмориллонитовыми, глинами с переходами в самой верхней части разреза в каолинитовую глину, что хорошо прослежено на кривых нагревания. Верхние горизонты коры выветривания представлены обычно серой бесструктурной глинистой массой, иногда с бурыми или красно-бурыми разводами и неправильной формы железистыми пятнами. Содержание глинозема в них достигает 30%. Вниз по разрезу в коре появляется реликтовая структура исходных пород.

На коре выветривания палеозойского фундамента обычно со значительным размывом залегают пестроцветная бокситоносная толща



Фиг. 1. Сводные разрезы подугольных отложений
 А и Б — Волчанская депрессия, В — Веселовско-Богословская депрессия,
 Г — Западный борт Веселовско-Богословской депрессии (разрезы А и Б
 составлены по материалам ВСЕГЕИ и Уралгеолуправления, Б и Г — автором).
 1 — глины, преимущественно гидрослюдистые; 2 — глины брекчиевидные
 каолинитового состава; 3 — сиалиты и пестроцветные каолинитовые
 глины, нередко с гипсцитом; 4 — аллиты гипсцитовые и бѐмит-гипс-
 цитовые; 5 — бокситы преимущественно гипсцитовые, редко бѐмит-гипс-
 цитовые, гипсцит-бѐмитовые и гипсцит-диаспоровые; 6 — бурые угли; 7 — ар-
 гиллиты; 8 — алевролиты; 9 — песчаники полимиктовые и кварцевые;
 10 — сланцы глинистые; 11 — конгломераты и галечники; 12 — известняки;
 13 — комплекс палеозойских пород; 14 — кора выветривания



Фиг. II, В и Г

тонкодисперсных континентальных осадков. Эту толщу, на наш взгляд, следует выделить в самостоятельную бокситоносную свиту рэта, возможно отвечающую по стратиграфическому положению мостовской (в Мостовской депрессии) или чумлякской (в Челябинской депрессии) свитам.

В пределах Волчанской депрессии бокситоносная свита наиболее широко развита в ее юго-восточной части и почти полностью отсутствует на западном борту. Мощность ее колеблется от 3 до 64 м и в среднем составляет 20 м. Примерно такую же среднюю мощность имеют рэтские бокситоносные отложения и в Богословской депрессии.

Состав пестроцветной толщи в обеих депрессиях весьма близок. В самых низах ее почти всюду прослеживается маломощный (от 0,5 до 2—3 м), но довольно хорошо выдержанный горизонт кирпично- или вишнево-красных брекчиевидных глин каолинитового состава. Эти глины залегают на сильно размытой поверхности древней коры выветривания и совсем редко — непосредственно на карбонатных породах палеозойского фундамента, являясь, таким образом, нормальными водно-осадочными образованиями, полученными за счет разрушения и переотложения пород коры выветривания. Содержание глинозема в глинах достигает 29%.

К верхней части по разрезу красные глины, обогащаясь кремнеземом, постепенно переходят в розовые и красновато-серые сначала подбокситовые сиаллиты, а еще выше — в подбокситовые аллиты, нередко слабого каменистого сложения. Содержание глинозема в сиаллитах достигает 34, а в аллитах 49%. Как правило, аллиты подстилают и перекрывают линзообразные залежи бокситов и в свою очередь кверху переходят в сиаллиты.

Таким образом, рэтские бокситовые залежи Северного Урала, такие как тихвинские или другие залежи, обычно окружены концентрическими зонами аллитов и сиаллитов. Среди аллитовых пород различаются три основные литологические разновидности: а) светло-серые весьма однородные тонкодисперсные бесструктурные глиноподобные аллиты каменистого сложения; б) пятнистые розовато-серые и светло-красные аллиты, также глиноподобные, каменистые, от слабого до весьма плотного сложения; в) пестроцветные каменистые аллиты с преобладанием кирпично-красных, реже вишнево-красных тонов. В пестроцветных аллитах редко рассеяны округлые бобовины, имеющие более темную окраску. Размеры их колеблются от 1 до 5—7 мм, но обычно не превышают 2—3 мм. Если в их составе преобладает свободный глинозем, то они плотнее и тверже основной массы породы, в других же случаях наоборот — рыхлее.

Выше аллитов, на некоторых сравнительно небольших участках, буровыми скважинами обнаружены линзы бокситов. Там, где мощности нижних аллитов и сиаллитов резко сокращаются, бокситы заметно приближены к почве пестроцветных отложений и, наоборот, в местах значительного сокращения мощностей верхних аллитов и сиаллитов бокситы располагаются ближе к породам кровли.

Общей закономерностью для рэтского бокситопроявления на Северном Урале является его связь с палеозойскими изверженными породами основного состава.

Возраст волчанских бокситов определен В. И. Тужиковой и Н. И. Архангельским как верхняя половина триаса. Однако совершенно парадоксальную точку зрения на их возраст и происхождение высказали А. К. Гладковский и А. К. Шарова (1963, 1964). На основании анализа не совсем точно воспроизведенных геологических разрезов

двух буровых скважин (820-б и 22-б) и других данных они пришли к следующим выводам: а) на восточном склоне Урала в нижнемезозойское время отсутствовали благоприятные геологические и климатические условия для бокситообразования; б) так называемые «триасовые» бокситы представляют собой более или менее свежие и сильно выветрелые (гидратированные и силикатизированные) девонские бокситы и продукты их переотложения; в) эти продукты могут быть представлены триасовыми песчаниками и конгломератами только в тех депрессиях, в дне и бортах которых присутствует девонский бокситовый горизонт.

Таблица 1

Химический состав рэтских гиббситовых бокситов Волчанской депрессии

Интервал глубин, м	Содержание компонентов, %									Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	CO ₂	S	P ₂ O ₅	П. п. п.	
109,8—111,6	8,88	2,32	42,68	13,94	1,14	7,56	0,08	Не опр.	29,68	98,70
111,6—113,3	13,86	1,46	45,59	10,75	0,60	5,41	0,17	0,25	27,20	99,40
113,3—115,0	10,54	1,56	46,59	10,95	0,22	5,85	0,04	0,23	28,30	98,46

Результаты наших исследований позволяют сделать иные выводы как о возрасте, так и о происхождении этих бокситов. Рэтские бокситы наиболее широко распространены вдоль западного борта Богословской депрессии, где девонских бокситов очень мало. В составе триасовых бокситов преобладает гиббситовая разновидность, между тем как

Таблица 2

Химический состав аллитов Волчанской депрессии

Интервал глубин, м	Мощность пласта, м	Содержание компонентов, %									Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	CO ₂	S	P ₂ O ₅	П. п. п.	
92,0—94,2	2,2	19,08	1,92	31,98	19,70	1,28	11,36	0,02	0,41	25,48	99,44
94,2—96,4	2,2	20,60	1,95	33,53	16,32	2,20	9,30	0,35	0,25	24,08	98,58
96,6—97,2	0,6	24,26	1,44	37,37	11,14	1,70	6,20	0,58	0,28	21,64	97,26
101,0—101,7	0,7	29,30	1,25	36,98	5,37	5,28	7,00	0,08	0,27	21,12	99,30
108,5—109,8	1,3	12,72	0,78	22,09	33,88	1,06	19,25	0,32	0,25	27,68	98,16

для девонских бокситов породообразующими минералами являются диаспор и бёмит. Ссылка А. К. Гладковского и А. К. Шаровой (1964) на то, что скважиной 22-б, пробуренной в юго-восточном борту Волчанской депрессии, вскрыты девонские бокситы, переслаивающиеся с известняками, не соответствует действительности. Этой скважиной в интервале глубин 109,8—115,0 м пересечены типичные для Северного Урала рэтские гиббситовые бокситы (мощность 5,20 м), в чем легко убедиться даже по результатам химических анализов (табл. 1)¹.

Содержание бёмита или диаспора в этих бокситах не достигает 0,2%, при среднем количестве гиббсита свыше 53%. По другим скважинам, пробуренным в пределах Волчанского месторождения, максимальное содержание бёмита в рэтских бокситах не превышает 13%

¹ Химические анализы здесь и ниже приведены по данным экспедиции Уральского геологического управления.

(скв. 20-б, в интервале глубин 139,9—151,9 м), при обычных колебаниях — от нуля до 4%. Преимущественно гиббситовый состав бокситов доказан также рентгенографическим анализом.

Выше линзы бокситов в скв. 22-б залегают светло-серые каменистые аллиты мелкобобовой текстуры, химический состав которых приведен в табл. 2.

Среди аллитов встречено три прослоя кирпично-красных каолиновых глин полукаменистого сложения.

Бокситы подстилаются серыми массивными известняками среднего девона, в верхней части толщи сильно окремненными. Породообразующими минералами бокситоносной толщи являются гиббсит и каолинит.

На западном борту Богословской депрессии, в ее южной части, скважиной 820-б непосредственно под толщей рэт-лейасовых угленосных отложений вскрыта сравнительно мощная (45,70 м) бокситоносная толща рэтских континентальных осадков, представленных пестроцветными каолиновыми глинами, сиаллитами, аллитами и бокситами. Последние образуют три линзы, расположенные на разных гипсометрических уровнях (фиг. 2).

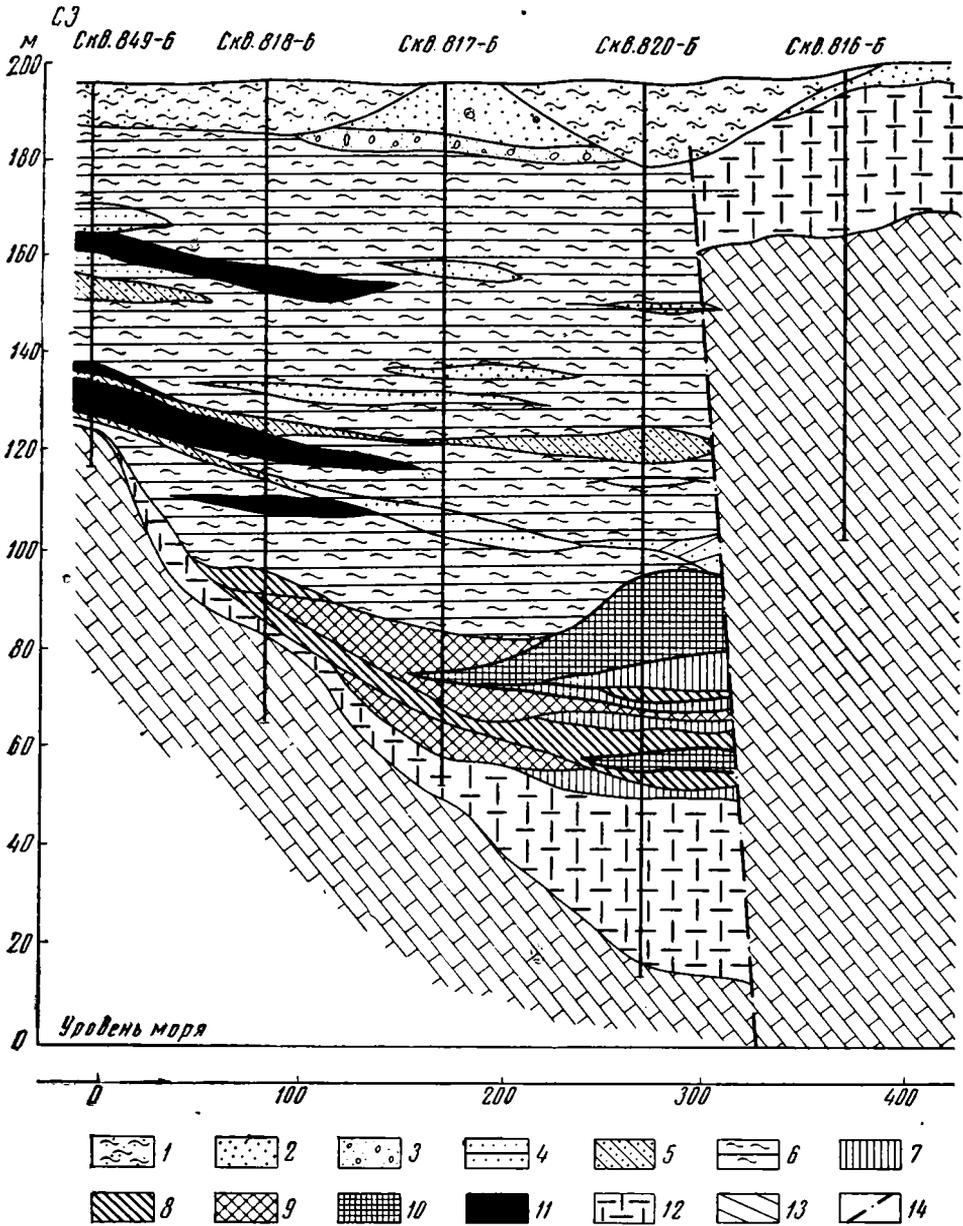
В промежутках между бокситовыми линзами залегают аллиты, сиаллиты и пестроцветные каолиновые глины, а известняки, на которые указывают А. К. Гладковский и А. К. Шарова, отсутствуют. Нижняя линза бокситов подстилается аллитами, а последние — красными каолиновыми глинами, которые с разрывом ложатся на древнюю кору выветривания среднедевонских карбонатных пород.

Рентгенографические данные, термические кривые и химические анализы показывают, что рэтские бокситы Северного Урала, как правило, имеют гиббситовый состав. Но иногда на участках, подвергшихся в той или иной степени воздействию пострудной тектоники, наряду с гиббситом в составе бокситового вещества наблюдается также бёмит или даже диаспор (см. фиг. 2). Следовательно, нельзя согласиться с А. К. Гладковским и А. К. Шаровой, которые рассматривают все нижнемезозойские бокситовые залежи Северного Урала как механически переотложенные живетские бокситы.

Еще менее обоснованным следует признать отрицание А. К. Гладковским и А. К. Шаровой наличие триасовых бокситов на Урале вообще.

В пределах Волчанской депрессии бокситопроявления приурочены к ее юго-восточному борту. Бокситы здесь представлены так же, как и в Богословской депрессии, тремя основными литологическими разновидностями: глиноподобной, слабо каменистой и каменистой. Глиноподобная разновидность светло-серого (до белого) цвета, весьма однородная маложелезистая. Слабо каменистая или рыхлая разновидность неравномерно окрашена в красный цвет бобовой структуры. Каменистая разновидность тоже имеет бобовую структуру, сильно железистая, темно-, кирпично- или вишнево-красная. Бобовины отличаются от цемента более темной окраской и составляют, как правило, меньшую часть породы. Форма их обычно округлая, редко удлинённая, строение однородное, редко сложное. Наиболее часто встречаются бобовины размером 2—3 мм, хотя наблюдаются бобовины от 0,8 до 5 и даже 7 мм в диаметре. Бобовины имеют резкие очертания и очень плотное сложение. В каменистых разновидностях бокситов они более или менее равномерно рассеяны в цементе и крепко связаны последним. Различаются рыхлые, хрупкие и очень крепкие бобовины.

В бобовинах сложного строения хорошо видны две-три, реже четыре концентрические зоны, отличающиеся одна от другой минераль-



Фиг. 2. Геологический профиль по II разведочной линии Веселовско-Богословской депрессии (западный борт)

1 — суглинки и супеси; 2 — пески кварцевые разнозернистые; 3 — песчано-гравийные образования; 4 — алевриты кварцевые разнозернистые; 5 — песчаники кварцевые разнозернистые; 6 — аргиллиты; 7 — сиаилиты и пестроцветные каолиновые глины, иногда с гиббситом; 8 — аллиты преимущественно гиббситовые; 9 — бокситы гиббситовые и бёмит-гиббситовые; 10 — бокситы гиббсит-бёмитовые и гиббсит-диаспоровые; 11 — бурые угли; 12 — древняя кора выветривания; 13 — известняки и другие карбонатные породы; 14 — линия сброса

ным составом или интенсивностью окраски. Чаще встречаются каменистые бокситы.

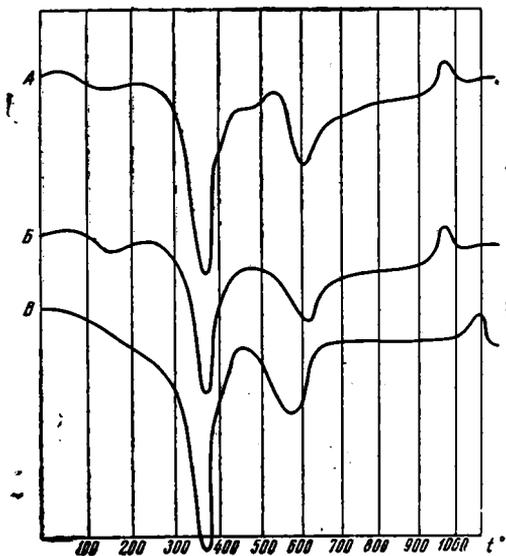
Породообразующими минералами являются обычно гиббсит, гематит или гидрогематит, шамозит, а также минералы титана и каолинит (реже диккит или накрит). Вторичные минералы представлены каль-

цитом, реже сидеритом и кварцем. Таким образом, рэтские бокситы Урала, как уже отмечалось выше, по минеральному составу являются преимущественно гиббситовыми (фиг. 3, А—В).

Бокситы чаще всего имеют следующий химический состав (%): SiO_2 от 6 до 8; TiO_2 от 1,2 до 1,8; Al_2O_3 от 34 до 42; Fe_2O_3 от 12 до 22; CaO от 0,1 до 1,2; П. п. п. от 17 до 25.

Бокситы покрыты аллитами и сиаллитами.

В Волчанской и Богословской депрессиях верхние горизонты пестроцветной толщи представлены обычно сиаллитами или пестроцветными



Фиг. 3. Кривые нагревания бокситов

Бокситы гиббситовые: А — обр. 68, скв. 793-б, глубина 12,5 м; В — обр. 214, скв. 828-б, глубина 172,5 м; В — обр. 187, скв. 818-б, глубина 104,8 м

ми каолинистыми глинами. Стратиграфически выше в пределах Волчанской депрессии развиты пролювиальные грубокластические осадки так называемого конгломератового горизонта, средней мощностью около 60,0 м. Этот горизонт в западной части депрессии представлен преимущественно конгломератами, содержащими малоомощные прослои грубозернистых кварцевых песчаников. В восточной части депрессии рэтский конгломератовый горизонт фациально замещается кварцевыми песчаниками, причем сначала грубозернистыми, а затем средне- и мелкозернистыми с прослоями глинистых пород типа аргиллитов. Характерным для бокситоносной площади здесь является полное выпадение из разреза конгломератового горизонта и непосредственное перекрытие рэтской

бокситоносной пестроцветной толщи более молодыми лейасовыми песчано-глинистыми образованиями подугольного горизонта.

Таким образом, в районе бокситоносных площадей Волчанской депрессии, по-видимому, в результате нижнемезозойских тектонических подвижек, происшедших сразу после завершения формирования пестроцветной бокситоносной толщи, значительная часть ее во многих местах оказалась выше уровня существовавшей на тот момент денудационной поверхности и, естественно, была полностью уничтожена. С этих позиций становится понятной ограниченность бокситопроявления в пределах Волчанской депрессии с вытекающей отсюда отрицательной оценкой перспектив бокситоносности данного района.

Триасовые отложения в полных разрезах согласно перекрываются мощной (свыше 400 м) толщиной континентальных угленосных осадков нижней юры.

Более полный разрез рэт-лейасовых угленосных отложений наблюдается в Богословской депрессии (см. фиг. 1). Здесь на пестроцветной бокситоносной свите также с размывом залегают грубокластические образования рэта, выделенные геологами-угольщиками в подугольный горизонт, соответствующий стратиграфически рэтскому конгломератовому горизонту Волчанской депрессии. Его средняя мощность оценивается местными геологами в 60 м. В западной части депрессии он сло-

жен аргиллитами и преимущественно мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, а в восточной — более грубозернистыми полимиктовыми песчаниками и конгломератами с редко встречающимися маломощными прослоями аргиллитов. Выше залегает угленосная толща лейаса (до 400 м).

Следовательно, в наиболее погруженных частях депрессий средняя мощность мезозойско-кайнозойских отложений, лежащих выше пестроцветных потенциально бокситоносных осадков рэта, составляет более 400 м.

ДРУГИЕ ДЕПРЕССИИ СЕВЕРНОГО УРАЛА

В отношении возможности выявления бокситовых залежей, связанных с триасовыми отложениями, помимо описанных районов, на восточном склоне Северного и Среднего Урала интерес представляют Замарайская, Атюс-Чапинская, Лангурская и Елкинская депрессии.

В пределах Замарайской депрессии, расположенной между Красноурьинском на западе и г. Серовым на востоке, на породах палеозойского фундамента широко развита нижнемезозойская кора выветривания, достигающая местами мощности свыше 80 м. На серпентинитах она представлена тремя зонами: 1) зоной карбонатизации материнских пород; 2) зоной окремнения; 3) зоной латеритизации. Последняя имеет две подзоны (снизу): а) глинистую и б) охристую. Глины нижней подзоны окрашены в серый, белый, желтовато-белый и красно-бурый цвет, в верхних горизонтах каолинового, а в нижних — бейделлит-монтмориллонитового состава. Охристая подзона характеризуется повышенным содержанием гидроокислов железа и обязательным присутствием хрома, никеля и кобальта.

Нижнемезозойская кора выветривания диабазовых порфиритов, их туфов и туфосланцев сложена в верхней части пестроцветными каолинитовыми, а в нижней — монтмориллонитовыми глинами. Аптские отложения, содержащие светло-серые огнеупорные глины, также заслуживают опробования на боксит.

В районе Атюс-Чапинской группы депрессий широко развита верхнетриасовая кора выветривания на различных порфиритах. В северо-восточной части Атюсского бурогоугольного месторождения она достигает мощности свыше 60 м (скв. 38, 103) и представлена бесструктурными пестроцветными глинами каолинового состава. Геологи-угольщики называют их «бокситовидными». Они заслуживают опробования на боксит.

«Бокситовые» глины отмечены также на Северном Урале вдоль западного борта Елкинской депрессии в скважинах 50 и 61, вскрывших нижнемезозойскую кору выветривания диабазовых порфиритов. Этот район также требует проверки.

Интерес представляют триасовая кора выветривания и континентальные осадки рэта, сложенные в пределах Лангурской депрессии на Северном Урале в верхних горизонтах пестроцветными глинами каолинового состава, а также континентальные отложения между станциями Марсяты на юге и Глухарской на севере. На поверхности палеозойского фундамента последней площади установлено четыре небольших депрессии, выполненные мезозойско-кайнозойскими отложениями. Породы фундамента представлены силур-девонскими осадочно-интрузивными образованиями, на которых повсеместно развита нижнемезозойская кора выветривания мощностью от 3 до 32 м. Внизу она представлена структурными

элювиальными, выше бесструктурными пестроцветными глинами каолинитового состава. На ней залегают толща рыхлых континентальных и морских осадков нижнего мела, включая апт-альбские континентальные бокситоносные отложения. Последние имеют непостоянную мощность (от 6 до 16 м) и сложены каолинистыми глинами розовато- и желтовато-белого цвета с линзами бокситов и бокситовых пород (аллитов и сиаллитов). Бокситы вскрыты двумя скважинами (53 и 54), пробуренными на первой поисковой линии Северо-Самского участка. По внешнему виду выделяются две разновидности бокситов: а) глиноподобная; б) каменистая бобовой структуры. Окраска бокситов кирпично-красная, иногда пятнистая.

Химический состав этих бокситов и сопровождающих их бокситовых пород приведен в табл. 3.

Из табл. 3 видно, что в скв. 53 железистые бокситы вскрыты на глубине 62,05—63,30 м (пройденная мощность 1,25 м). Непосредственно на бокситах залегают аллиты с проделями сиаллитов.

Скважиной 54 железистые бокситы пересечены на глубине 47,17—51,85 м (мощность 4,68 м). В обоих случаях бокситы характеризуются очень низким качеством (Б-8), сравнительно небольшой мощностью и относительно глубоким (свыше 45 м) залеганием.

Следует отметить, что в 1962—1963 гг. в границах Северо-Самского участка Уральским геологическим управлением были проведены контрольно-ревизионные работы с бурением скважин. Этими работами было выявлено три небольших разобренных между собой бокситовых залежи — Юго-Восточная, Центральная и Северо-Западная. Во всех трех залежах преобладают аллиты, среди которых бокситы встречаются в виде маломощных линз. Средняя мощность бокситовых пород (включая бокситы) равна в Юго-Восточной залежи 2,5 м, в Центральной —

Таблица 3

Химический состав бокситов и бокситовых пород Северо-Самского участка

№ скважины	Интервал глубин, м	Мощность пласта, м	Содержание компонентов, %					
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	S	P ₂ O ₅
53	42,80—44,00	1,20	31,96	0,50	28,61	17,17	0,07	0,06
53	44,00—47,00	3,00	25,58	0,66	29,60	18,08	0,11	0,05
53	47,00—51,75	4,75	27,86	0,66	30,04	17,66	0,18	0,04
53	51,75—52,85	1,10	31,48	1,62	28,07	10,12	0,38	0,03
53	54,85—58,05	3,20	24,56	0,64	37,63	15,14	0,09	0,04
53	62,05—63,30	1,25	13,28	0,68	32,45	27,61	0,21	0,04
54	47,17—48,55	1,58	12,41	1,04	33,65	21,45	0,25	0,13
54	48,85—51,85	3,00	17,42	0,72	36,32	17,85	0,12	0,07
54	51,85—54,85	3,00	24,80	0,66	4,81	37,94	0,10	0,70

3,7 м и в Северо-Западной — 3,6 м. Таким образом, Северо-Самское месторождение относится к группе мелких, имеющих сугубо местный промышленный интерес. Перспективы этого района также весьма ограничены и сводятся к возможностям расширения бокситоносной площади к северу от Северо-Западной залежи, а также к выявлению новых бокситорудных участков на площади, примыкающей с востока к железнодорожной линии между станцией Лангур на юге и разъездом Глухарным на севере, где развиты альб-сеноманские континентальные потенциально бокситоносные отложения.

МОСТОВСКАЯ ДЕПРЕССИЯ СРЕДНЕГО УРАЛА

На Среднем Урале еще в 1957 г. одной из разведочных скважин (641), пробуренной на девонские бокситы в Мостовской депрессии, были вскрыты мезозойские бокситы. Судя по данным бурения, триас-юрские отложения здесь представлены мощной толщей (до 200 м) конгломератов, содержащей редкие прослои аргиллитов, и лишь нижние горизонты этих образований сложены сероцветными аргиллитами и частично алевролитами и кварцевыми песчаниками.

Таблица 4

Химический состав нижнемеловых бокситов и аллитов Мостовской депрессии

Интервал глубин, м	Мощность пласта, м	№ проб	Содержание компонентов, %						Порода
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	П. п. п. + CO ₂	
7,30—8,30	1,00	439	15,26	44,50	1,83	0,48	0,21	21,54	Боксит
7,30—8,30	1,00	440	13,30	49,60	2,00	0,32	0,28	26,64	Боксит
8,30—12,00	3,70	441	22,36	42,30	1,51	0,54	0,32	20,28	Аллит
12,00—13,30	1,30	442	36,80	33,30	1,35	1,60	0,73	12,30	Сиаллит
19,40—20,20	0,80	447	19,83	37,64	1,47	2,18	0,37	23,35	Аллит
20,20—20,90	0,70	448	18,83	37,60	1,66	2,45	0,37	23,30	Аллит
22,90—23,50	0,60	449	17,47	48,86	2,06	0,70	0,40	25,00	Боксит

Мезозойские отложения, вскрытые скв. 641, можно разделить на две почти равные части. Верхняя их часть — пестроцветная бокситоносная — отвечает бокситоносной синарской свите Каменск-Уральского района апт-альбского возраста. Подстилаются эти отложения пролювиальными грубокластическими образованиями, весьма характерными для верхней половины триас-юрских отложений Мостовской депрессии.

Нижнемеловые бокситы из скв. 641 характеризуются невысоким качеством и сопровождаются аллитами (табл. 4, по данным Э. Г. Кусмауля, Уральское ГУ).

Весьма ограниченная площадь распространения нижнемеловых отложений в Мостовской депрессии указывает на малую перспективность их в отношении бокситов.

НЕКОТОРЫЕ ДЕПРЕССИИ ЧЕЛЯБИНСКОГО ЗАУРАЛЬЯ

На Дуванкульской площади в 1962 г. Ключевской ГРП Челябинского геологоразведочного треста буровыми скважинами были вскрыты апт-альбские бокситы, связанные с континентальными пестроцветными глинистыми осадками синарской свиты нижнего мела. Дуванкульская площадь расположена восточнее Челябинского буругольного бассейна, в 10 км южнее ст. Чернявской ж. д. линии Челябинск — Курган. Бокситовые залежи имеют здесь пластово-линзообразную форму и приурочены к самым верхам пестроцветной толщи. Верхние горизонты ее, в том числе надбокситовые аллиты и отчасти бокситы, почти повсеместно размыты верхнемеловой трансгрессией, следы которой фиксируются морскими осадками, представленными мелкозернистыми глауконито-кварцевыми песчаниками и алевролитами, нередко перекрывающими бокситовые слои.

В пределах Дуванкульской площади разрез бокситорудной залежи имеет зональное строение, правда нарушенное в верхней части упомя-

Таблица 5

Химический состав бокситов, аллитов и сиаллитов Дуванкульской площади

№ сква- жины	№ про- бы	Интервал глубин, м	Мощность пласта, м	Содержание компонентов, %										Сумма
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	H ₂ O	П. п. п.	CO ₂		
200	431	115,4—115,6	0,5	6,3	3,1	37,2	33,3	4,0	0,5	1,3	17,1	0,2	98,92	
203	440	124,5—124,7	0,2	13,63	3,2	34,3	31,5	1,3	0,8	2,6	15,5	0,2	100,6	
212	446	133,1—133,5	0,4	17,7	1,4	40,5	25,8	1,0	0,5	1,9	12,5	0,1	99,78	
217	447	127,2—129,5	2,3	12,7	2,9	31,2	35,5	1,1	0,7	1,2	15,2	0,6	99,56	
217	448	129,5—130,5	1,0	23,96	3,04	38,91	15,25	0,8	0,5	0,4	17,25	0,1	99,7	
220	479	117,0—117,9	0,9	19,91	2,64	30,74	29,63	1,3	1,3	3,4	14,54	0,1	100,1	
232	596	130,6—131,6	1,0	22,29	1,58	41,0	14,21	0,6	0,3	1,0	19,64	0,1	99,8	
216	456	127,9—130,5	2,6	29,0	2,3	26,1	30,1	1,0	0,7	1,5	9,9	0,1	99,43	
216	458	130,5—132,5	2,0	36,9	3,1	32,6	13,1	1,1	0,6	0,8	12,1	0,2	99,90	

Примечание. Химические анализы выполнены Центральной химической лабораторией Северо-Западного ГУ.

нутой трансгрессией. Бокситы кондиционные окружены одной или двумя зонами, ближайшая из которых представлена аллитами, а последующая — сиаллитами. Нередко сиаллиты переходят в пестроцветные каолинитовые глины. Подбокситовые аллиты представлены тремя литологическими разновидностями: а) глиноподобной светло- или розовато-серого цвета полу- или слабокаменистого сложения; б) каменистой светло-серой или кирпично-красной, с редко встречающимися мелкими ($d=1-3$ мм) темно-бурыми очень крепкими железистыми бобовинами; в) слабо каменистой вишнево- или кирпично-красной, с темно-красными рыхлыми железистыми бобовинами ($d=2-5$ мм), сильно маркой.

Химический состав бокситов, аллитов и сиаллитов приведен в табл. 5.

Бокситы представлены теми же литологическими разновидностями, что и аллиты, с явным преобладанием крепких каменистых разновидностей мелкобобовой структуры, окрашенных в темно- и кирпично-красный цвет. Наиболее редко встречаются светло- и розовато-серые глиноподобные бокситы полукаменистого или слабокаменистого сложения, без заметных включений бобовин. Бобовые бокситы иногда имеют рыхлое сложение. Как правило, бобовины составляют 20—30%, и редко их объем достигает 40% объема всей породы. Таким образом, в бобовых бокситах редко преобладает цемент, представленный преимущественно каолинит-гипсбитовым веществом. В каменистых бокситах это вещество крепко цементирует более или менее равномерно рассеянные в нем железисто-глиноземистые бобовины, имеющие обычно округлую форму, резкие очертания и более темную, чем остальная масса породы, окраску. Бобовины таких бокситов характеризуются однородным строением, большой крепостью и гладкой гляцевидной поверхностью. В рыхлой

разновидности бобовых бокситов бобовины, так же как и основная масса породы, характеризуются рыхлым строением. В таких бокситах бобовины нередко имеют зональное строение, причем зоны отличаются главным образом интенсивностью цвета, а вещество, слагающее бобовины, состоит из гематита или гидрогематита, иногда с небольшой примесью гиббсита. Окраска бобовин также более темная по сравнению с основной массой породы, причем бобовины всегда имеют шероховатую матовую поверхность. Размеры бобовин колеблются от 1 до 5—7 мм, чаще они 2—3 мм в диаметре.

Сиаллиты на Дуванкульской бокситоносной площади представлены розовато- и кирпично-красными разновидностями, имеющими мелкобобовую текстуру и редкобобово-алевропелитовую или мегапилитовую микроструктуру, осложненную иногда стяжениями гидроокислов железа.

На синарской свите с ясно выраженным размывом залегают верхнемеловые морские осадки. В нижней части разреза они представлены глауконито-кварцевыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, средняя мощность которых 20 м. Местами в самых низах верхнемеловых отложений, непосредственно на пестроцветных нижнемеловых глинах или бокситах (район скважин 228, 224, 221 и др.) прослеживаются морские светло-серые кремнистые глины мощностью до 15 м (скв. 221). Эти глины вместе с перекрывающими их глауконито-кварцевыми алевролитами и песчаниками входят в состав славгородской свиты верхнего мела (Cr_2sp-st). Выше по разрезу повсеместно развиты светло-серые сильно мергелистые морские глины, выделенные в ганькинскую свиту ($Cr_2mst-dat$). Средняя мощность этой свиты составляет 30 м.

На мергелистых глинах верхнего мела с глубоким размывом залегают морские осадки палеогена.

* * *

1. На Северном Урале в районе Волчанской, Богословской и других мезозойских депрессий широко развита доюрская или дорэтская кора выветривания. На ней залегают пестроцветные глинистые озерно-болотные осадки рэтского яруса триаса. Среди этих осадков встречаются бокситы в виде линз. Бокситы имеют преимущественно гиббситовый, реже бемит-гиббситовый и очень редко гиббсит-бемитовый (или гиббсит-диаспоровый) минеральный состав. Структура их бобовая или пизолитовая, характерная для мезозойско-кайнозойских бокситов.

Благоприятные геологические предпосылки для обнаружения аналогичных по возрасту бокситов имеются в пределах Замарайской, Атюс-Чапинской, Лангурской и Елкинской депрессий.

2. Опровергаются взгляды А. К. Гладковского и А. К. Шаровой об отсутствии благоприятных условий для образования бокситов на Северном Урале в эпоху позднего триаса и что бокситы, залегающие среди отложений триаса, образовались якобы за счет девонских бокситов. В действительности девонские бокситы в виде обломков встречаются среди триасовых отложений лишь изредка и не на всех участках.

3. Бокситы Мостовской депрессии и Дуванкульской площади являются более молодыми образованиями, скорее всего нижнемелового возраста.

4. Промышленное значение триасовых бокситов, выявленных на Северном Урале, было резко преувеличено первооткрывателями. В мезозойских отложениях восточного склона Урала возможно выявление ряда небольших и средних месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский Н. И., Тужикова В. И. О новой бокситоносной формации восточного склона Урала и принципах прогнозирования мезозойских бокситов. В кн. «Закономерн. формирования и размещ. полезн. ископ. на Урале». Тр. Ин-та геол. УФ АН СССР, вып. 63, т. II, 1962.
- Бушинский Г. И., Боголюбова Л. И. Конкреции фосфатизированного боксита из нижнеюрского угленосного пласта в окрестностях г. Карпинска на Северном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1960.
- Гладковский А. К., Шарова А. К. Триасовые бокситы на восточном склоне Урала. Докл. АН СССР, т. 151, № 6, 1963.
- Гладковский А. К., Шарова А. К. Бокситоносность мезозойских осадков восточного склона Северного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1964.
- Кривцов А. И. Генезис месторождений мезозойских бокситов Урала и Северного Казахстана. Информ. сб. Всес. н.-и. геол. ин-та, № 55, 1962.
- Криштофович А. Н., Принада В. Д. О рэт-лейасовой флоре Челябинского бурогольного бассейна Восточного Урала. Тр. Всес. геологоразв. объедин., вып. 346, 1933.
- Принада В. Д. О находке на Урале верхнетриасовых растений замечательной сохранности. Сов. ботаника, № 4, 1940.
- Тужикова В. И., Архангельский Н. И. О триасовых бокситах на восточном склоне Урала. Докл. АН СССР, т. 140, № 4, 1961.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
26.V.1964

УДК 549.222 : 553.32 (477.63)

О МИНЕРАЛАХ ФОСФОРА В НИКОПОЛЬСКИХ МАРГАНЦЕВЫХ РУДАХ

В. И. ГРЯЗНОВ, Л. В. ЧЕРВОНООКАЯ

Содержание фосфора в пласте марганцевой руды Никопольского месторождения в среднем составляет 0,21%, в отдельных пластовых пробах оно колеблется от 0,06 до 0,94%. При мокром гравитационном обогащении содержание фосфора в концентрате остается таким же, как и в сырой руде, или несколько увеличивается. Поскольку для металлургии ферромарганца требуются малофосфористые концентраты, разработка способов их получения из никопольских руд является первоочередной задачей¹.

В никопольских марганцевых рудах в настоящее время известны следующие минералы фосфора: 1) курскит (франколит) химически осадочного происхождения, 2) курскит костных остатков, 3) коллофан, 4) вивианит, 5) апатит обломочный, 6) ксенотим обломочный.

Как носители фосфора в рудах существенное значение имеют курскит и коллофан. Остальные минералы распространены незначительно.

1. КУРСКИТ (ФРАНКОЛИТ) ХИМИЧЕСКИ ОСАДОЧНЫЙ

На Западной рудоносной площади, Грушевско-Басанском и Марьевском участках встречено несколько разновидностей включений курскита.

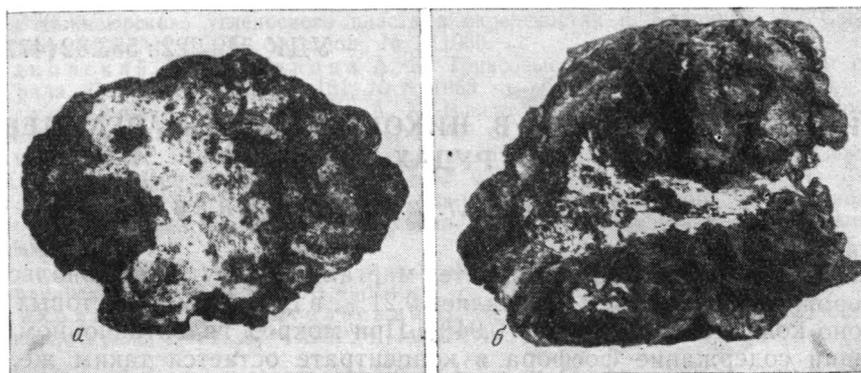
1. Наиболее распространены мелкие (от микроскопических до 10—15 мм) белые и светло-серые землистые образования неправильной формы, вкрапленные в рудные агрегаты и глинистую породу в виде единичных включений или в виде гнезд, размером до 30—40 мм (фиг. 1, а, б). Под микроскопом видно, что эти включения сложены скрытокристаллическим фосфатом серого или буровато-серого цвета в тесном срастании с переменным количеством гидрослюд, марганцевых минералов, иногда с цеолитами, кальцитом, зернами кварца, глаукогнита и полевого шпата. Фосфат, вероятно, прошел коллоидную стадию, поскольку некоторые гнездовидные образования имеют колломорфную текстуру и пористое строение.

Гнездовидные выделения неоднородны: здесь фосфат как бы заполняет трещины и поры в массе гидроокислов марганца.

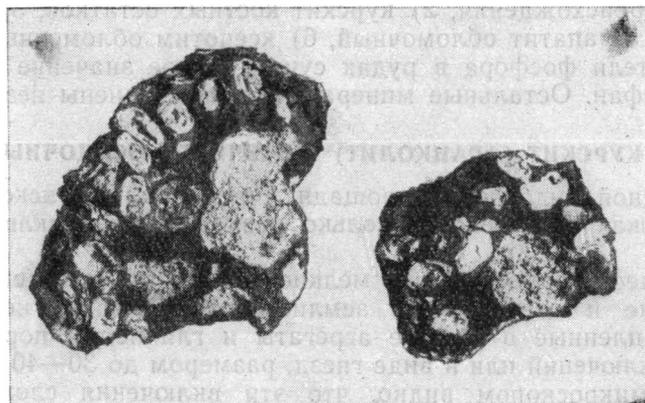
2. В оолитовых и ячеисто-кусковых рудах некоторые рудные оолиты размером 2—10 мм включают фосфатные концентры. При внимательном рассмотрении выясняется, что фосфат отлагался в концентрических трещинах, возникших при уплотнении марганцеворудных ооли-

¹ Геологические аспекты этой проблемы рассмотрены одним из авторов в книге «Никопольский марганцеворудный бассейн» (Грязнов, 1964). После сдачи книги в печать исследования руд продолжались и получены новые данные.

тов. Более распространенными являются полые сферические скорлуповидные фосфатные образования таких же размеров, находимые в округлых ячейках. Иногда такая скорлупа содержит ядро из глины. Фосфат, по-видимому, занял пространство, возникшее при уплотнении глинистых оолитов, заключенных в рудных агрегатах (фиг. 2).



Фиг. 1. Курскитовые включения в марганцевых рудах
 а — глинисто-курскитовые включения (белое) в манганит-псиломелановой оолито-кусковой руде, обр. 124, натур. величина; б — линзовидное включение белого курскита в псиломелановой кусковой руде, обр. 52, натур. величина



Фиг. 2. Скорлуповидные образования курскита (белое) в ячейках псиломелан-манганитовой кусково-оолитовой руды
 Обр. 30, увел. 2

Обычно фосфатная скорлупа сложена хрупким пористым курскитом светло-серого или кремово-серого цвета. Реже встречается более прочная серая фосфатная скорлупа.

3. Курскит образует также налеты, примазки и корочки светло-серого цвета на поверхностях трещин и пустот усыхания в рудных агрегатах, особенно в оолитах.

Под микроскопом все перечисленные выше разновидности курскита мало отличаются друг от друга. Фосфат содержит примеси других минералов, строение его преимущественно скрытокристаллическое, в связи с чем оптические свойства не могут быть определены с надлежащей точностью. Средний показатель преломления у исследованных

образцов колеблется от 1,602 до 1,624, чаще всего он не превышает 1,610. Двупреломление у фосфата очень низкое.

Удельный вес фосфатных агрегатов составляет 2,91—3,02 г/см³; видимая твердость 1,5—3,0.

Химические анализы более или менее чистого курскита и смешанных фосфатно-глинистых включений приведены в табл. 1.

Отобрать чистый материал для анализа даже из штуфов, богатых фосфатами, весьма трудно, так как фосфаты тесно связаны с глинистыми минералами, кварцем, гидроокислами марганца, иногда с кальцитом.

Сростки их настолько мелкие, что разделение в тяжелых жидкостях после измельчения до 0,056 мм приводит лишь к слабой обогащению. Так, например, тяжелая (+2,89) и легкая (—2,89) фракции, полученные из образца 124 глинисто-фосфатных включений, содержали соответственно 24,88 и 17,64% P₂O₅, причем большая часть пробы (79%) выделилась в легкую фракцию. При разделении материала из образца 103 в бромформе весь материал попал в легкую фракцию. Все же изредка в руде встречаются небольшие выделения более или менее чистого фосфата, которые и были использованы для выяснения химического состава фосфата. В результате изучения большого количества разрезов рудного пласта в шахтах, карьерах и керне скважин с массовым применением качественной реакции с молибденово-кислым аммонием удалось отобрать без специального обогащения материал с содержанием 29,52% P₂O₅ (табл. 1, образец 52 из линзовидного включения фосфата). В других образцах содержание P₂O₅ колеблется от 17 до 27,71% в зависимости от примеси глинистых и других минералов.

Химическая формула фосфата рассчитана с приведением ионных отношений к 42 ионным позициям решетки апатита (табл. 2).

Химическая формула фосфата рассчитана с приведением ионных отношений к 42 ионным позициям решетки апатита (табл. 2).

Формулы фосфата следующие:

Образец 52: Ca₁₀P₆CO_{23,6}F_{1,4}(OH);

Образец 103: Ca₁₀P_{4,8}C_{1,2}O₂F₂(OH)₂.

Исследованный минерал относится к фтор-гидроксил-апатиту франколиту и близок к той разновидности франколита, которая слагает многие конкреционные платформенные фосфориты СССР и получила у нас название курскита (Чухров, 1955; Бушинский, 1956).

Судя по недостатку кальция в образце 103 и в некоторых других образцах, можно предположить, что часть кальция в фосфате изоморф-

Таблица 1
Химический состав глинисто-фосфатных образований и фосфатизированной кости из никопольских марганцевых руд*, вес. %

Компонент	№№ образцов глинисто-фосфатных включений			Фосфатизированная кость
	52	103	124	
P ₂ O ₅	29,52	17,00	24,88	32,30
CO ₂	4,42	3,10	3,01	4,50
F	2,26	2,10	2,26	3,98
H ₂ O+	1,73	2,35	1,27	2,62
CaO	44,80	24,78	28,84	49,52
MnO	—	0,68	0,41	0,57
MgO	—	—	—	0,96
Na ₂ O + K ₂ O	1,01	—	—	0,47
SiO ₂	5,00	—	—	0,16
Al ₂ O ₃	} 8,65	—	—	0,33
Fe ₂ O ₃		—	—	0,15
SO ₃		—	—	2,65
H ₂ O-	3,19	—	—	2,37
—O эквив. F	100,58	—	—	100,58
Сумма	0,95	—	—	1,67
	99,63	—	—	98,91

* Прочерк обозначает, что данный компонент не определялся. Анализы выполнены Е. В. Ишковой и Н. П. Зайченко.

Таблица 2

Расчет ионных отношений в фосфате из псиломелановой кусковой руды (образец 52)

Компонент	Вес, %	Молекулярные количества	Ионные отношения при $\Sigma=42$ иона
P	12,87	0,415	4,96
C	1,20	0,100	1,19
F	2,26	0,119	1,42
Ca	31,99	0,798	9,54
O	31,73 *	1,983	23,67
OH	1,73	0,102	1,22

$\Sigma=42,00$

* После вычитания количества кислорода, эквивалентного количеству фтора.

постепенно уходит конституционная вода (200—700°), а затем CO_2 , причем потеря CO_2 не завершается при конечной температуре опыта, равной 1000°.

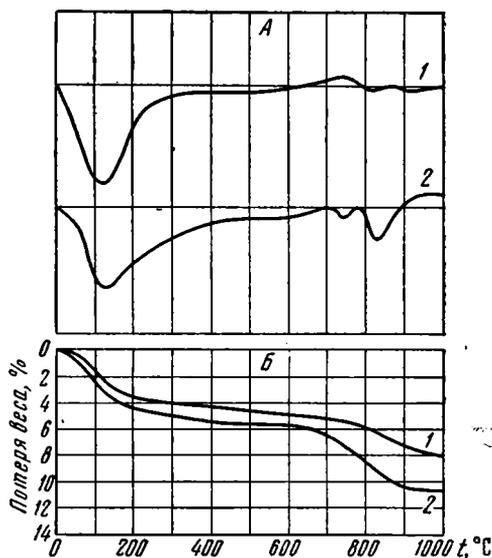
Курскит распределен в рудном пласте неравномерно: на Грушевско-Бесанском участке из 38 изученных разрезов шахт № 1—6 и разрезов по 99 скважинам в зоне окисных руд и частично в прилегающей к ней части зоны окисно-карбонатных руд заметные скопления курскита обнаружены лишь в пяти шахтных разрезах и 18 разрезах по скважинам. Небольшое количество включений отмечено в 15 шахтных разрезах и в 43 разрезах скважин, т. е. фосфаты обнаружены приблизительно в половине исследованных разрезов. С оговоркой о неравномерном распределении исследованных пунтков на площади можно отметить, что наибольшая концентрация курскита наблюдается в той части зоны окисных руд, где содержание фосфора и марганца в руде высокое и мощность пласта значительная. Вблизи северной границы участка руды бедны курскитом, а также фосфором и марганцем.

На рассматриваемой площади рудный пласт имеет более или менее однотипное строение. Он состоит из трех слоев: а) верхнего, мощностью 0,3—0,8 м, сложенного псиломелановой кусково-землистой рудой; б) среднего, мощностью 0,3—1 м, представленного псиломелан-манганитовой кусково-пизолитовой рудой с глинистой вмещающей породой; в) нижнего слоя мощностью 0,8—0,9 м, состоящего из псиломелановой кусковой руды с

но замещена ионами Mg, Al, Mn; количество марганца невелико, не превышает долей процента, хотя этот элемент в рудоносном осадке присутствовал в избытке.

Рентгенограммы курскита из никопольской марганцевой руды (табл. 3) идентичны эталонным рентгенограммам франколита и курскита. Сравнительно слабая интенсивность линий и наличие фона позволяют предположить, что наряду с кристаллической фазой образцы содержат коллоидальный франколит — коллофан.

При нагревании курскит теряет воду и CO_2 (фиг. 3, образец 52). Вслед за энергичным выделением непрочно связанной воды (0—130°)



Фиг. 3. Дифференциальные кривые нагревания (А) и кривые потери веса при нагревании (Б) курскита

1 — глинисто-курсцитовые включения (обр. 52);
2 — внутренняя часть фосфатизированной кости

Таблица 3

Рентгенограммы фосфатных минералов из никопольских марганцевых руд и эталонного франколита

<i>hkl</i>	Образец 52		Образец 15		Кость		Франколит *	
	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$
0002	3	3,442	3	3,42	3	3,4054	1	3,437
$\overline{1012}$	1	3,164	1	3,15	—	—	1	3,160
1230, $\overline{2130}$	3	3,062	3	3,048	3	3,034	3	3,050
$\overline{3030}$	1	(2,967)	1	(2,967)	—	—	1	(2,982)
$\overline{1231}$, $\overline{2131}$	10	2,793	10	2,771	10	2,771	10	2,789
$\overline{3030}$ β	3	2,694	3	2,684	3	2,673	6	2,694
$\overline{2022}$	2	2,624	2	2,612	3	2,601	3	2,622
$\overline{3031}$	1	2,515	1	2,516	—	—	1	2,507
$\overline{1340}$ β, $\overline{1340}$ β	1	(2,488)	1	(2,453)	—	—	1	(2,476)
$\overline{2132}$, $\overline{1232}$	1	2,277	2	2,283	—	—	1	2,289
$\overline{1370}$, $\overline{3170}$	3	2,233	3	2,233	3	2,219	2	2,242
$\overline{1341}$, $\overline{3141}$	2	2,131	2	2,119	2	2,126	1	2,131
$\overline{1342}$ β, $\overline{3142}$ β	1	(2,069)	1	2,052	—	—	1	(2,067)
$\overline{1233}$ β, $\overline{2133}$ β	1	(2,017)	2	(2,012)	—	—	1	(2,026)
$\overline{2242}$	5	1,931	5	1,922	5	1,931	3	1,931
$\overline{1342}$, $\overline{3142}$	1	1,882	2	1,873	2	1,873	1	1,880
$\overline{1233}$, $\overline{2133}$	6	1,836	6	1,831	6	1,827	3	1,836
$\overline{2351}$, $\overline{3251}$	1	1,796	2	1,783	2	1,771	2	1,795
$\overline{1450}$, $\overline{4150}$	1	1,763	2	1,759	—	—	2	1,764
$\overline{4042}$	1	1,746	2	1,738	—	—	2	1,745
$\overline{0004}$	2	1,723	2	1,715	—	—	2	1,721
$\overline{2352}$, $\overline{3252}$	1	1,635	1	1,629	—	—	1	1,632
$\overline{2460}$, $\overline{4260}$	1	1,527	1	1,521	—	—	1	1,528
$\overline{4043}$, $\overline{3361}$	1	1,517	1	1,493	—	—	1	1,517
$\overline{5052}$	2	1,464	2	1,459	—	—	2	1,465
$\overline{5160}$, $\overline{1560}$, $\overline{3034}$	2	1,449	—	—	4	1,447	1	1,452
$\overline{2353}$, $\overline{3253}$	—	—	—	—	—	—	1	1,442
$\overline{5161}$, $\overline{1561}$, $\overline{3362}$	2	1,425	—	—	—	—	2	1,420

* В. И. Михеев. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957, табл. 572.

песчаной вмещающей породой. Скопления курскита вкраплены в рудных агрегатах и вмещающей породе верхнего слоя, а также в псиломелановых прослойках мощностью 10—15 см, залегающих у верхней и нижней поверхностей среднего слоя. Такие прослойки руды с видимыми включениями курскита местами удается проследить в штреках шахт на расстоянии до 75—100 м.

Мелкие единичные включения курскита обнаружены почти во всех исследованных пробах руды из шахт Грушевско-Басанского участка.

Рассматривая происхождение курскита в марганцевой руде, нет особой необходимости акцентировать внимание на выяснении источников фосфора. Хотя среднее содержание этого элемента в рудном пласте равно 0,21%, т. е. больше, чем в покрывающих олигоценовых глинах (0,1%) и подстилающих олигоценовых (0,17%) и верхнеэоценовых (0,04%) глинистых породах, эта величина почти не отличается от указанного А. П. Виноградовым (1956) среднего содержания фосфора в глинах всех возрастов Русской платформы (0,2%).

Известно, что коллоидные окислы марганца обладают высокой поглощательной способностью, а фосфат-ион PO_4^{3-} поглощается положительно и отрицательно заряженными коллоидами. По-видимому, этим объясняется повышенное содержание фосфора в современных морских и океанических железо-марганцевых конкрециях.

Согласно Я. В. Самойлову и А. Г. Титову (1917), конкреции из Черного моря с глубины 55—125 м содержат 0,98—2,96% фосфора, из Балтийского моря—0,38—1,02%, из Баренцева моря—1,38—1,46%. В 11 образцах глубоководных железо-марганцевых конкреций из Тихого океана Гольдберг (Goldberg, 1954) определил 0,22—1,97% фосфора.

Структурные особенности курскита ясно указывают на возникновение минерала в стадию диагенеза марганцеворудного осадка, когда при уплотнении и кристаллизации коллоидальных соединений марганца появились трещины и пустоты в рудных агрегатах. Кристаллизация коллоидов приводила к частичному освобождению поглощенных фосфат-ионов. Получив некоторую подвижность, они реагировали с кальцием, фтором, CO_2 и осаждались в мелких пустотах в виде коллоидального фтор-гидроксил-карбонат-апатита. В дальнейшем происходила кристаллизация курскита.

2. КУРСКИТ КОСТНЫХ ОСТАТКОВ

Изредка в рудном пласте встречаются кости морских животных. Большею частью это продолговатые обломки с овальным или округленным трапециевидным сечением, напоминающие ребра. Они слегка изогнуты и постепенно утоняются к одному концу. Некоторые обломки достигают 20 см длины и 4—5 см ширины, причем заметно, что целая кость была значительно больше. Возможно, что это ребра китов, о находках которых в никопольских марганцевых рудах сообщает И. Г. Пидопличко (1956).

Кости массивные, плотные, сложены скрытокристаллическим фосфатом—курсцитом, имеют зональное строение; розовато-белая внутренняя часть окружена коричневой зоной толщиной 3—5 мм, а последняя—внешней тонкой (1—2 мм) корочкой палевого цвета. Все три зоны фосфатные, близкие по химическому составу, но различные по структуре минерала. Под микроскопом фосфат внутренней зоны прозрачный, слабо действует на поляризованный свет, снаружки он сменяется желтоватым отчетливо анизотропным спутанно-волокнистым фосфатом, с реликтами структуры кости. Наружный слой сложен серым микроагрегатным фосфатом. Показатели преломления всех трех разновидностей близки, в пределах 1,592—1,610. Двупреломление от совершенно незначительного до 0,005 у волокнистых выделений. Микротвердость белого фосфата 286, коричневого—321 кг/м². Твердость по шкале Мооса 4—4,5. Удельный вес—3,0.

Рентгенометрические данные свидетельствуют о том, что по структуре минерал относится к группе апатита (см. табл. 3, кость). Химический состав приведен в табл. 1. Химическая формула его $\text{Ca}_{10}\text{P}_{4,9}\text{C}_{1,1}\text{O}_{22,7}\text{F}_2(\text{OH})_{1,3}$ и термографические характеристики (фиг. 3) отвечают курскиту.

Таким образом установлено, что фосфатные включения в рудных агрегатах и фосфат ископаемых костей представлены одним и тем же минералом—курсцитом.

Кости встречаются в рудном пласте очень редко. Изредка их извлекают из руды на обогатительных фабриках. Шире распространены

ядра раковин моллюсков, зубы акул и микроскопические включения органических остатков: раковинки фораминифер, спикулы губок и др., однако только некоторые из этих включений сложены фосфатами.

Минерализованные органические остатки не имеют первостепенного значения, как носители фосфора в руде.

3. ПРОЧИЕ ФОСФАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Коллофан — коллоидный и метаколлоидный курскит (франколит) в руде не отделим от скрытокристаллического курскита. О примеси коллоидной фазы к курскиту можно судить по наличию изотропных участков в шлифах и появлению вуали на рентгенограммах. По всей вероятности, коллофан представляет собой первую стадию образования курскита.

Микроскопические включения аутигенного коллофана обнаружены в небольшом количестве также в подрудных эоценовых и олигоценовых породах и надрудных олигоценовых и среднемиоценовых отложениях.

Апатит обломочный изредка встречается в виде очень мелких зерен и в сростках с кварцевыми зернами алевритовой размерности. Аналогичные сростки распространены в метаморфических породах Украинского щита.

На единичные находки микроскопических зерен вивианита и ксенотима в рудном пласте указывал П. М. Каниболоцкий в 1934 г. Происхождение вивианита он связывал с преобразованием органических остатков, а ксенотим был обломочный.

4. О ВОЗМОЖНОСТЯХ УДАЛЕНИЯ ФОСФАТОВ ПРИ ОБОГАЩЕНИИ РУДЫ

С практической точки зрения важно выяснить, возможно ли удаление включений курскита из руды при механическом обогащении и какую часть всего фосфора составляет фосфор, связанный в курските. Для решения этих вопросов нужны специальные технологические исследования, однако совершенно ясно, что для более или менее полного раскрытия фосфатных зерен требуется весьма тонкое измельчение руды.

Подсчет количества курскита под микроскопом не дает надежных результатов вследствие микроскопических размеров фосфатных включений, тесной связи их с другими минералами и неравномерного распределения.

Таблица 4

Результаты выщелачивания курскита из никопольских марганцевых руд

№ пробы	Содержание в исходной пробе, %		Относительное содержание курскита по микроскопическим наблюдениям	Перешло в раствор при выщелачивании			
				вес. %		относит. %	
	Р	М		Р	Мп	Р	Мп
273	0,505	27,7	Много	0,226	1,91	44,8	6,9
244	0,678	34,6	Нет	0,400	2,70	59,0	7,8
39	0,431	34,1	Много	0,167	2,35	38,8	6,9
191	0,429	37,0	Нет	0,236	2,26	55,0	6,1
224	0,369	31,5	Мало	0,130	2,22	35,2	7,1
263	0,397	29,1	Нет	0,211	2,04	53,2	7,0
8ш	0,252	30,8	Мало	0,101	1,78	40,1	5,8
88	0,250	29,7	Нет	0,084	3,09	33,6	10,4
14ш	0,127	31,7	Много	0,023	1,87	18,1	5,9
159	0,116	29,4	Нет	0,046	1,78	39,7	6,1

По сообщению Я. И. Фомина (1963), в институте Механобр Р. С. Мильнер, И. В. Георгиевским и Р. Д. Бродской сделана попытка решить эту задачу с помощью выщелачивания курскита $0,5 N$ азотной кислотой в течение 30 минут при комнатной температуре. Предварительно на пробах минералов было установлено, что в таких условиях апатит и курскит растворяются полностью, а окислы и гидроксилы марганца реагируют слабо (растворяются до 3 относительных процентов). Оказалось, что из тяжелой фракции никопольской руды крупностью— $0,21 \text{ мм} + 10 \text{ мк}$ и удельного веса более 3,36 в среднем выщелачивается 54,4% фосфора, а 45,6% фосфора остается вместе с марганцевыми минералами. Форма невыщелоченного фосфора еще точно не выяснена, но удаление его, по-видимому, возможно только химическим путем.

Наши опыты по выщелачиванию фосфатов из проб необогащенной окисной, преимущественно псиломелановой руды отдельных слоев рудного пласта дали результаты, сведенные в табл. 4.

Выщелачиванию подвергались порошки крупностью менее $0,075 \text{ мм}$, предназначенные для химического анализа необогащенной руды. Навеска $0,2 \text{ г}$ обрабатывалась 100 мл $0,5 N$ раствора HNO_3 в течение 30 минут при комнатной температуре. По данным исследований десяти проб (см. табл. 4), в раствор перешло от 18,1 до 59,0, в среднем 41,75% от первоначального количества фосфора в руде. Степень выщелачивания фосфора больше у проб с высоким содержанием этого элемента. Характерно, что руды без видимых простым глазом включений курскита при выщелачивании отдают такое же относительное количество фосфора, как и руды с заметными скоплениями курскита.

Растворимость марганцевых минералов в наших опытах оказалась приблизительно в два раза больше, чем предполагалось по данным сотрудников института Механобр. В раствор перешло от 5,8 до 10,4, в среднем 7% от общего количества марганца в руде. При этом могла освободиться и перейти в раствор и некоторая часть фосфора, тесно связанного с марганцевыми минералами.

В связи с вышеизложенным ясно, что даже при тонком измельчении руды (менее $0,075 \text{ мм}$) механические способы отделения фосфатов в лучшем предельном, маловероятном случае могут привести к удалению 20—40% фосфора, заключенного в руде. Более перспективными, несомненно, являются химические методы удаления фосфора.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов. В кн. «Вопросы геологии агрономических руд». Изд. АН СССР, 1956.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
- Грязнов В. И. Фосфор в марганцевых рудах Никопольского бассейна и проблема получения малофосфористых руд. В кн. «Никопольский марганцеворудный бассейн». Изд. «Недра», 1964.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Підоплічко І. Г. Матеріали до вивчення минулих фаун УРСР, вип. 2. Вид. АН УРСР, 1956.
- Самойлов Я. В., Титов А. Г. Железомарганцевые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцева морей. Тр. Геол. и минералог. музея АН СССР, 19, III, 1917.
- Фомин Я. И. Обогащение марганцевых руд Никопольского месторождения. Тр. ин-та Механобр, вып. 132, 1963.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.
- Goldberg E. D. Marine geochemistry. 1 Chemical scavengers of the sea. J. Geol., 62, № 3, 1954.

УДК 553.64(571.15)

ФОСФОРИТЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Л. Н. А. КРАСИЛЬНИКОВА, Б. Г. ГУРЕВИЧ, В. З. БЛИСКОВСКИЙ,
Ю. Ф. ШМЕЛЬКОВА, Г. А. ОБОЛЕНСКАЯ

Фосфориты на территории Алтае-Саянской складчатой области известны на различных стратиграфических уровнях, приурочены к разнообразным структурно-тектоническим зонам и представлены несколькими генетическими типами.

Фосфориты здесь развиты в отложениях позднего докембрия (синия или рифея), нижнего и среднего кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, а также в мезозойско-кайнозойской коре выветривания.

1. СТРАТИГРАФИЯ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ

Наиболее широко развитые фосфатоносные породы залегают в отложениях енисейской серии, подстилающих отложения с фауной нижнекембрийских археоциат и трилобитов (фиг. 1).

Возраст свиты условно считается рифейским. В некоторых районах (Батеневский кряж, Кузнецкий Алатау), он, возможно, является переходным от рифея к нижнему кембрию (Ярошевич, 1962).

В средней части карбонатной толщи енисейской серии известно несколько фосфатопроявлений в Горной Шории, где имеются фосфатизированные (1—2% P_2O_5) карбонатные породы небольшой мощности. К этому же стратиграфическому уровню относятся фосфориты в районе р. Амзас в Кузнецком Алатау. Здесь в толще доломитов залегают пачка фосфатизированных пород (0,5—3% P_2O_5), прослеженных по простиранию на 150 м и заключающих линзы брекчиевых карбонатных фосфоритов мощностью 20—25 см с 6—12% P_2O_5 .

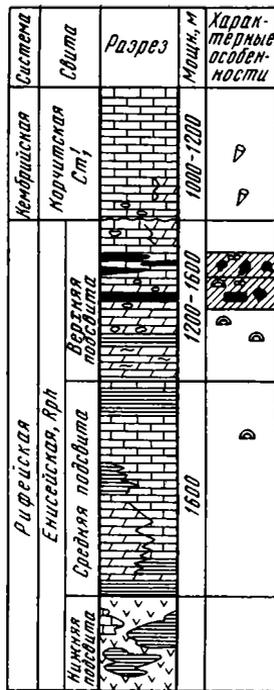
Аналогичное стратиграфическое положение, видимо, занимают фосфориты на горе Карасын в западной части Батеневского кряжа. Здесь линзовидные тела фосфоритов залегают в толще кремнисто-карбонатных пород биджинской свиты енисейской серии.

Описанные фосфоритоносные отложения условно объединяются в судочаковский фосфоритоносный горизонт.

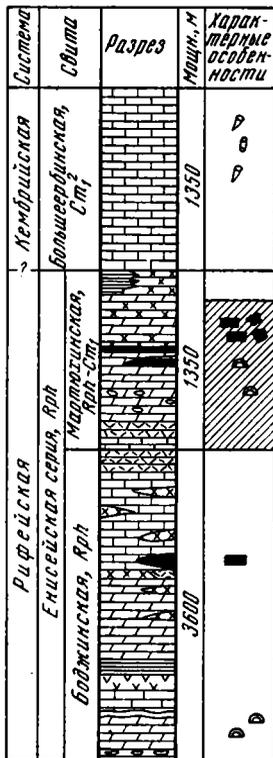
Пызасский фосфоритоносный горизонт располагается в верхней части енисейской серии. На Белкинском фосфоритовом месторождении в толще доломитовых пород в верхах енисейской серии залегают мощная (до 300 м) фосфоритоносная пачка, содержащая пластообразные тела карбонатных фосфоритов (Сухарина и др., 1961).

На Тамалыкском фосфоритовом месторождении в восточной части Кузнецкого Алатау в верхних частях карбонатной толщи енисейской серии развиты фосфатсодержащие породы и карбонатно-кремнистые фосфориты. К этому же стратиграфическому уровню относятся пластовые кремнистые фосфориты в районе с. Боград на Батеневском кряже

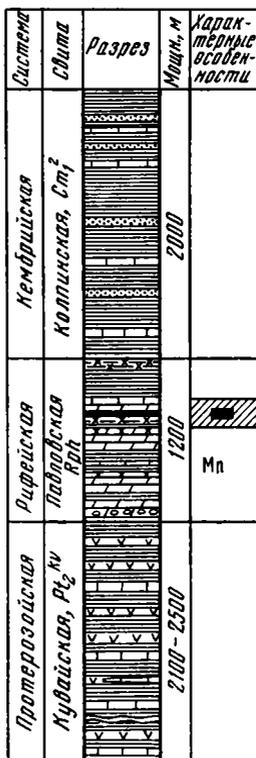
Белкинское месторождение
Горная шория
по А. М. Сажину и Г. И. Спандерашвили



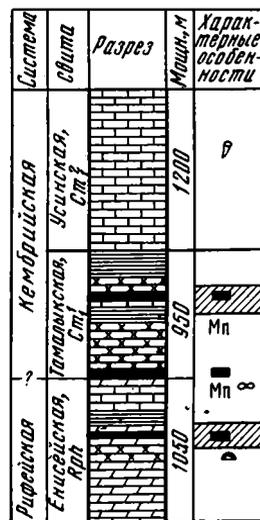
Батеневский край
по Б. Г. Гуревичу



Сейдинское месторождение
по Г. М. Утяшеву и Ю. Ф. Шмельковой

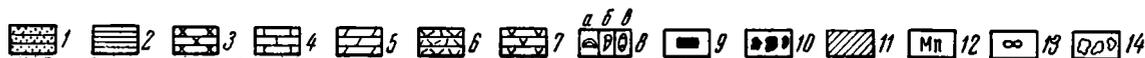


Тамалыкское месторождение
Восточный склон
Кузнецкого Алатау
по А. Д. Кириллову и Б. Г. Гуревичу



Фиг. 1. Стратиграфическое положение фосфоритоносных горизонтов Алтае-Саянской области

1 — песчаники, алевролиты; 2 — сланцы глинистые, хлорито- и серицито-глинистые; 3 — кремнистые породы; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — туфопесчаники; 7 — эффузивы основного состава. Литологические и палеонтологические особенности: 8 — остатки ископаемой фауны; а — колонии карбонатных водорослей, б — археоцитаты, в — трилобиты; 9 — седиментационный тонкокристаллический фосфорит; 10 — седиментационный фосфорит брекчиевый; 11 — повышенная фосфатизация пород; 12 — марганцево оруденение; 13 — флюорит; 14 — брекчиевая структура пород



(Гуревич, 1961), фосфатизированные породы Беллыкского белогорья, а также фосфоритоносная толща павловской свиты на Сейбинском месторождении в Восточном Саяне.

Многочисленные находки эпигенетических фосфоритов, широко известные на территории Алтае-Саянской складчатой области, приурочены, как правило, к фосфатоносным породам енисейской серии и ее аналогов.

Характерными особенностями этого фосфоритоносного горизонта являются: 1) приуроченность фосфоритов к карбонатным и кремнисто-карбонатным отложениям; 2) значительная мощность фосфатоносных отложений; 3) наличие среди последних продуктивных линз и прослоев седиментационных фосфоритов, преимущественно тонкокристаллической структуры.

Белоусинский фосфоритоносный горизонт приурочен к отложениям нижней половины нижнего кембрия.

Впервые в описываемой области на этом стратиграфическом уровне фосфориты были выявлены в кремнисто-терригенно-карбонатной пачке пород на р. Белой Усе в Кузнецком Алатау (Смирнов и др., 1962). Выше фосфоритоносной пачки здесь залегает продуктивный марганцевый горизонт Усинского месторождения.

В синхроничных отложениях конкреционные фосфориты известны в Горной Шории, где они были описаны Г. И. Спандерашвили (1957). Фосфориты залегают в кремнисто-сланцевой толще, расположенной между карбонатными породами енисейской серии и толщей известняков с археоциатами, выделенной М. К. Винкман и А. Б. Гинцингером (1962) в качестве мрасской свиты нижнего кембрия.

На Тамалыкском фосфоритовом месторождении основная фосфоритная пачка также залегает в терригенно-кремнисто-карбонатной толще нижнекембрийского возраста, которая геологосъемочными работами последних лет выделена в тамалыкскую свиту. Последняя имеет мощность несколько сот метров, состоит из карбонатных, кремнистых пород и кварцево-сланцевых, глинисто-кремнистых, углистых сланцев и содержит пласты кремнистых и карбонатно-кремнистых фосфоритов. Тамалыкская свита подстилается доломито-известняковой толщей, по аналогии с соседними районами, отнесенной к енисейской серии, и перекрывается известняками усинской свиты, содержащими фауну ленского яруса нижнего кембрия.

Таким образом, фосфоритная серия Тамалыкского месторождения может рассматриваться как низы нижнего кембрия. Вероятно, это тот же белоусинский фосфоритоносный горизонт, который развит в Горной Шории и в районе р. Белой Усы. Стратиграфически это соответствует манскому и бельскому горизонтам по схеме А. А. Предтеченского и А. П. Щеглова (1962) или алданскому ярусу по другим стратиграфическим схемам (Репина, Хоментовский, 1961).

Анчешевский фосфоритоносный горизонт приурочен к эффузивно-карбонатно-терригенной печеркинской свите среднего кембрия. Выделен он на основании находок фосфатизированных пород в районе г. Гурьевска на Салаире.

У пос. Горскино и у пос. Рассвет на р. Анчешевке в печеркинской свите среди туфогенных пород в линзах известняка содержатся тонкие (1—3 мм) фосфатные прослойки и мелкие стяжения. Содержание P_2O_5 в фосфатных образованиях 10—15%.

В терригенно-эффузивных отложениях среднего и верхнего ордовика фосфориты и фосфатизированные породы выявлены Г. С. Хариным в районе с. Ельцовки и г. Гурьевска на Салаире. Они представлены ма-

ломощными линзочками и реже конкрециями, содержащими не более 12% P_2O_5 .

В отложениях нижнего силура на Салаире встречены рассеянные гальки фосфоритов в мощных толщах конгломератов.

Значительно более широко развиты фосфориты в верхнедевонских отложениях восточной и северной окраин Кузбасса и в Томь-Колыванской складчатой зоне. Здесь выявлены фосфоритные конкреции, гальки, зерна и фосфатизированные органические остатки в прослоях фосфоритовых конгломератов (Харин, Лельчук, 1962). Мощность последних составляет 0,10—0,40 м, содержание P_2O_5 до 5,2%.

Фосфатизированные породы содержатся также в терригенных отложениях верхнего девона на восточном склоне Салаира.

В отложениях нижнего карбона известны конкреционные фосфориты и фосфатизированные породы в Чулымо-Енисейской впадине (Красильникова, 1962).

Как видно из вышеизложенного, в Алтае-Саянской складчатой области наиболее широко распространены фосфориты рифейского (синийского) и нижнекембрийского возраста, концентрации которых в ряде участков достигают промышленных размеров — Белкинское и Тамалыкское месторождения.

В связи с этим в последующем изложении мы будем касаться фосфоритов только этого возраста.

Интересно и важно отметить, что рифейское и кембрийское время для территории Азии вообще характеризовалось широким развитием фосфоритообразования. Мы имеем в виду многочисленные месторождения фосфоритов синийского и нижнекембрийского возраста на территории Китая (Красильникова, 1958; Гиммельфарб, 1962), Вьетнама (Калмыков и др., 1962) и Каратауский фосфоритоносный бассейн в Казахстане.

2. ОСНОВНЫЕ ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ РИФЕЯ И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

Согласно классификации Н. С. Шатского (1955), в условиях геосинклинальных областей промышленные залежи фосфоритов приурочены к отдаленной кремнистой формации миогеосинклинальных прогибов (Скалистые горы США, Каратауский бассейн в Казахстане).

Фосфоритоносный бассейн рифей-нижнекембрийского возраста в Алтае-Саянской области занимает довольно обширную территорию эвгеосинклинали и своим особым геотектоническим положением существенно отличается от других геосинклинальных фосфоритоносных бассейнов.

В связи с этим представляет интерес выяснение состава и условий образования пород, с которыми ассоциируют фосфориты в такой геотектонической обстановке.

На территории рассматриваемой области в рифее и нижнем кембрии были развиты карбонатная, карбонатно-кремнистая, карбонатно-терригенная, вулканогенно-осадочная, спилито-кератофировая формации. Фосфориты известны в первых трех. Каждой формации присущи свои особенности состава и структуры пород и условия их образования. Характер фосфоритоносности этих формаций тоже весьма различен.

Карбонатная формация в основном представлена хемогенными и хемогенно-органогенными породами: доломитами, доломитовыми известняками, известковыми доломитами и известняками. Породы обладают массивной, реже слоистой текстурой, тонко- и мелкозернисты, имеют се-

рый, темно-серый цвет. Весьма широко развиты брекчиевые, брекчиевидные, а также органогенно-водорослевые структуры.

Карбонатная формация по своему составу и условиям образования неоднородна: следует различать ее разновидности — существенно доломитовую и существенно известняковую. Фосфоритоносна преимущественно первая.

В составе карбонатной доломитовой формации содержатся пластовые и пластообразные фосфориты карбонатного состава изменчивой мощности (Белкинское месторождение). Для них характерна тонкокристаллическая структура и тесное прорастание фосфата с карбонатами. Из карбонатов преобладает доломит, но встречается также кальцит, преимущественно вторичный. Фосфориты крайне невыдержаны по простиранию, быстро переходят в фосфатизированные доломиты и известняки. Мощность формации 400—500 м. Стратиграфически фосфоритоносная карбонатная формация приурочена к верхней части рифея — к енисейской серии.

Карбонатно-кремнистая формация слагается толщей известняково-доломитовых пород, кремнистых сланцев и массивных кремней. Породы этой формации генетически довольно разнообразны: хемогенные, биохемогенные и обломочные. Среди кремнистых пород преобладают разновидности с тонкой и равномерной зернистостью, тонкой слоистостью и небольшим количеством терригенных примесей. Нередко к кремнистому материалу примешивается глинистый или слюдястый, и хемогенные породы переходят в обломочно-хемогенные.

Карбонатные породы представлены преимущественно хемогенными равномернозернистыми доломитами, доломитистыми известняками, известковистыми доломитами. Реже встречаются доломиты органогенной (строматолиты) структуры.

Фосфориты, как правило, ассоциируют с кремнистыми породами и по составу являются преимущественно кремнистыми. Они образуют прослой и пласты различной мощности — от нескольких миллиметров до 14—18 м. Фосфориты обычно характеризуются тонкокристаллической структурой и тесной связью фосфата с кремнеземом. В пределах развития карбонатно-кремнистой формации фосфориты развиты локально, и промышленно интересные их скопления пока выявлены в ограниченном количестве мест. Разновидностью этой формации являются отложения терригенно-карбонатно-кремнистого состава, среди которых, кроме вышеописанных кремнистых и карбонатных пород, присутствуют терригенные породы — кремнисто-глинистые, кварцево-слюдястые, слюдясто-кремнистые, углистые сланцы. Такие отложения развиты на Тамалыкском и Сейбинском месторождениях.

Карбонатно-кремнистая формация стратиграфически приурочена к верхам рифея (Восточный Саян, Батеневский кряж) и к низам нижнего кембрия (Тамалыкское месторождение).

Терригенно-карбонатная формация слагается доломитами, известняками, глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками. В подчиненном количестве присутствуют туфогенные породы и реже эффузивы.

Характер фосфоритоносности пород данной формации существенно отличен от вышеописанных. Фосфориты здесь встречаются в виде конкреций, линз и тончайших пропластков и приурочены к известковистым глинистым сланцам и алевролитам, реже к известнякам. Содержание P_2O_5 в фосфоритных образованиях колеблется в пределах 8—30%, но количество их во вмещающих практически нефосфатных породах весьма невелико. В стратиграфическом отношении эта формация приуроче-

Т а б л и ц а 1

Классификация фосфоритов рифейского и кембрийского возраста Алтае-Саянской складчатой области

Группа	Типы	Разновидность			Типичные примеры (месторождения и фосфатопоявления)		
		структурная	текстурная	по вещественному составу			
Морские	Хомогенные	Седиментационный	а) Сохранившийся in situ	Тонкокристаллическая	Массивная Слоистая Линзовидно-слоистая	Мономинеральная Карбонатная Кремнистая Карбонатно-кремнистая	Тамалыкское Сейбинское Белкинское Боградское
			б) переотложенный	Брекчиевая Конгломератовая		Карбонатная Кремнистая	Белкинское Боградское
		Седиментационно-диагнетический	а) Сохранившийся in situ	Конкреционная		Кремнистая	Камзасское
			б) переотложенный	Гравелитовая (зернистая)		Кремнистая Карбонатная Мономинеральная	Боградское Тамалыкское
		Метаморфизованный	Мелкокристаллическая	Массивная Слоистая	Кремнистая	Тамалыкское Карасьинское	
Континентальные	Эпигенетические (коры (выветривания))	Брекчиевые	Остаточный	Тонкокристаллическая	Кавернозная	Мономинеральная Карбонатная	Белкинское Сейбинское Тамалыкское
			Метасоматический	Пелитоморфная	Различные	Мономинеральная Карбонатная Глинистая Кремнисто-глинистая	
			Натечно-инфильтрационный (химически осажденный)	Пелитоморфная Алевритовая Псаммитовая Крустификационная		Мономинеральная Кремнисто-глинистая	

на к нижней половине кембрия (мрасская свита). Рассматриваемые формации могут быть выделены в Алтае-Саянской области как фосфоритоносные.

В структурно-тектоническом отношении они локализируются на поднятых участках геосинклинальной (подвижной) области — на внутри-геосинклинальных поднятиях, характеризующихся относительно спокойными условиями осадконакопления в мелководной зоне морского бассейна.

В миогеосинклинальном прогибе (Манский прогиб) в нижнем кембрии отлагались терригенно-карбонатные осадки, образовавшие довольно мощную толщу пород флишoidного типа. Здесь развиты песчаники, алевролиты, доломиты и доломитовые песчаники с характерной тонкой слоистостью. Содержание фосфора в этих породах не превышает кларковых значений.

На территории рассматриваемой области весьма широко развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, образующие толщи большой мощности (10—11 км). В них в виде отдельных пачек и линз развиты карбонатные осадочные породы, к которым местами приурочены фосфатные включения. Последние присутствуют в виде тончайших пропластков (1—2 мм), линз и стяжений (анчешевский фосфоритоносный горизонт).

3. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФОСФОРИТОВ

Генетические типы фосфоритов и их разновидности показаны в табл. 1, представляющей собой частную классификацию, охватывающую известные фосфориты Алтае-Саянской области. На этой территории известны фосфориты двух больших групп: морские и континентальные (фиг. 2).

Морские типы фосфоритов. Среди морских фосфоритов в свою очередь можно выделить два типа: седиментационные и седиментационно-диагенетические. В обоих типах выделяются переотложенные фосфориты. Особое место занимают метаморфизованные фосфориты, которые могут образовываться за счет фосфоритов всех названных генетических типов.

Выделение разновидностей фосфоритов в пределах каждого генетического типа проводится по структурному признаку, как и в большинстве известных классификаций фосфоритов (Бушинский, 1945; Гиммельфарб, 1955).

Седиментационные фосфориты. Седиментационные фосфориты Алтае-Саянской складчатой области по структуре фосфатного вещества представлены в основном тонкокристаллической разновидностью. По вещественному составу среди них различаются мономинеральные, карбонатные, кремнистые и карбонатно-кремнистые фосфориты.

Тонкокристаллические фосфориты карбонатного состава наиболее широко развиты на Белкинском месторождении (Сухарина и др., 1961). Это крепкие массивные породы темно-серого или почти черного цвета с гнездами и прожилками белого кальцита, создающими пятнистую или брекчиевидную текстуру.

Основными породообразующими минералами фосфоритов являются фосфат, доломит и кальцит. В небольшом количестве присутствуют также флюорит, органическое вещество, кварц, пирит.

Тонкокристаллический (0,003—0,012 мм) фосфат тонко взаимно прорастает с таким же дисперсным карбонатом, преимущественно доломитом (фиг. 3). Кальцит развивается по доломиту и является вторичным

минералом. Фосфат составляет до 60%, равномерно распределяясь по породе. Обычно он бесцветен, иногда окрашен тонкораспыленным органическим веществом. Часть фосфата имеет мелкокристаллическое строение; такой фосфат образует каемки и гнезда кристификационной структуры.

Параметры кристаллической решетки фосфатного минерала соответствуют фторапатиту: $a = 9,36 \pm 0,01 \text{ \AA}$; $c = 6,88 \pm 0,01 \text{ \AA}$. Средний показатель преломления $n = 1,626 - 1,627$.

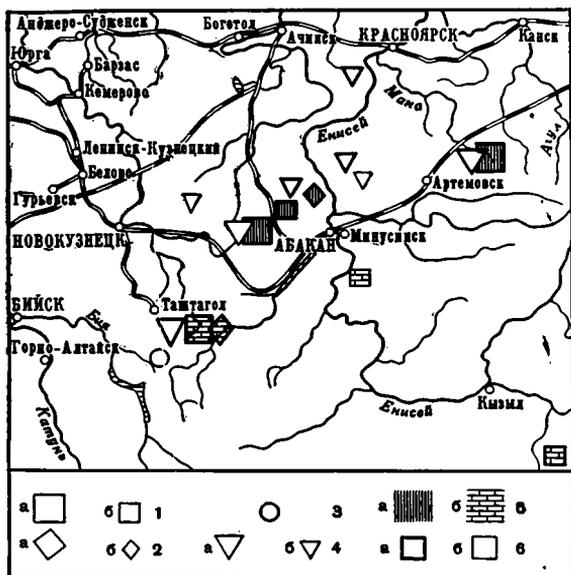
Химический анализ фосфатного вещества обнаруживает отсутствие CO_2 , некоторый недостаток фтора для фторапатитовой молекулы и присутствие группы SO_3 . Пересчет химического состава показывает, что преобладающая часть фосфата представлена фторапатитом (80%), остальная часть, видимо, является изоморфной смесью натриевого сульфатапатита и гидроксил-апатита. Вхождение группы SO_3 в фосфатное вещество доказывается корреляцией SO_3 и P_2O_5 во фракциях различного удельного веса образца фосфорита. Минерал подобного состава описан В. И. Плотниковой и А. И. Смирновым (1959) из тонкокристаллических фосфоритов Селеукского месторождения.

С фосфатом обычно ассоциирует тонкораспыленное органическое вещество,

некоторая часть его представлена хлопьевидными сгустками, что обусловлено перераспределением в процессе эпигенеза. Содержание органического вещества составляет около 0,5%. Рентгеноструктурный анализ показал, что органическое вещество состоит из углистых (54%) и графитистых (37,6%) частиц.

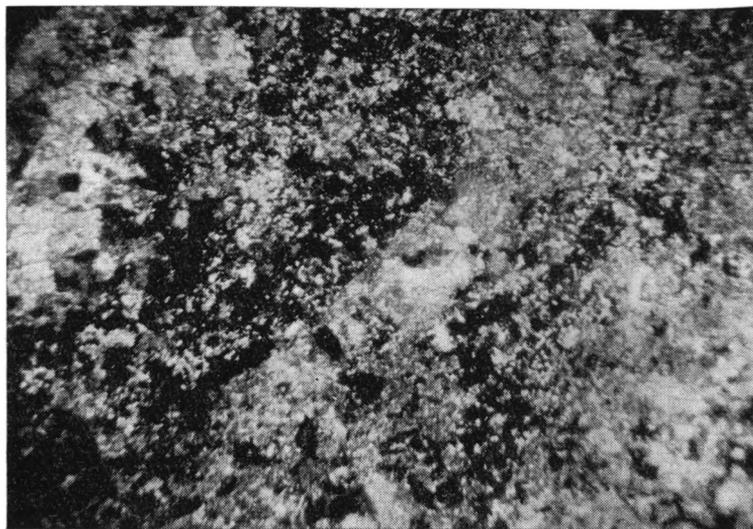
Характерной особенностью карбонатных фосфоритов Белкинского месторождения является наличие в них флюорита (2—3%) в виде мелких (от 0,003—0,5 мм до 0,5 см), хорошо ограненных кристалликов и их сростков. Формы нахождения флюорита (гнезда, прожилки) указывают на образование его в постседиментационную стадию жизни породы. По мнению Н. А. Красильниковой (1963), флюорит образовался в результате высвобождения фтора при метаморфизме фторкарбонатапатита — обычного минерала седиментационных фосфоритов.

Иногда карбонатные тонкокристаллические фосфориты имеют слоистую текстуру, обусловленную чередованием тонких (от 0,04 до 1—2 мм) слоев темного тонкокристаллического фосфата и светлого доломита.

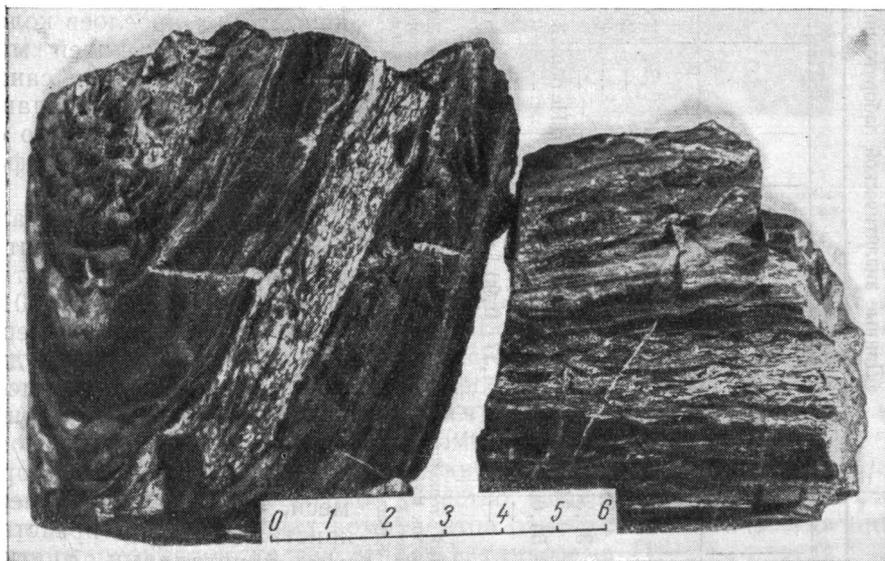


Фиг. 2. Размещение генетических типов фосфоритов в рифейских и кембрийских отложениях Алтае-Саянской складчатой области

Генетические типы фосфоритов (а — месторождения, б — фосфатопровления): 1 — седиментационные, 2 — седиментационные переотложенные; 3 — седиментационно-диагенетические, 4 — эпигенетические коры выветривания; 5 — вещественный состав фосфоритов: а — кремнистый, б — карбонатный; 6 — возраст фосфоритов: а — рифейский, б — нижнекембрийский (для эпигенетических фосфоритов указан возраст материнских пород)



Фиг. 3. Фосфорит тонкокристаллический карбонатный
Белкинское месторождение, увел. 45, николь один; темное — фосфат, светлое —
доломит с примесью кальцита



Фиг. 4. Фосфорит слоистый кремнистый
Тамалыкское месторождение; темное — фосфоритовые прослои, светлое — кремнистые прослои

Тонкокристаллические карбонатные фосфориты характеризуются довольно низким качеством. Химический состав нескольких образцов фосфоритов приведен в табл. 2 (анализы 1—3). Их отличает также весьма малое (не более 2%) содержание нерастворимого в кислотах остатка и в том числе кремнезема.

Тонкокристаллические фосфориты кремнистого состава известны на Сейбинском и Тамалыкском месторождениях и в ряде фосфатопроявлений на Батеневском крыже. По текстурным особенностям в них также можно выделить две основные разновидности: массивные и слоистые.

Таблица 2

Химический состав морских фосфоритов
(Данные аналитической лаборатории ГИГХС)

№ п/п	№ об-разца	Содержание, %											Сумма I	О со-отв. F	Сумма II	P ₂ O ₅ ли-монраас-творимой формы, %	Относитель-ное содержа-ние P ₂ O ₅ ли-монраас-творимой форм, %				
		Нерас-гвар-остаток	Al ₂ O ₃	SiO ₂	F	CaO	CaO	SO ₃	CO ₂	Na ₂ O	MnO	MgO						Fe ₂ O ₃			
1	420	13,90			1,63	46,21					8,16	1,05	28,85	0,34		0,25	101,45	0,69	100,46	—	—
2	421	16,27			2,04	43,72				9,55	1,38	26,28	—	—	0,46	—	100,73	0,86	99,87	1,09	—
3	966	23,06		0,78	—	45,71				7,53	1,00	18,92	—	—	—	—	—	—	97,19	—	—
4	1362	19,66		39,30	1,68	27,15				2,98	2,88	—	—	—	—	—	99,31	0,70	98,61	3,49	17,70
5	416	10,96		0,71	1,07	40,72				12,98	0,17	33,96	Не обн.	Не обн.	—	—	101,22	0,45	100,77	1,27	11,59
6	731a	16,51		54,06	3,01	23,34				0,98	2,01	Сл.	Сл.	—	—	—	100,82	0,38	100,44	3,87	23,50
7	72	30,95		—	2,78	42,04				Сл.	1,47	2,30	—	—	—	—	97,86	1,17	96,69	—	—
8	981	25,31		—	2,10	33,63				Сл.	0,90	0,90	0,36	—	—	—	97,37	0,88	96,49	2,92	11,5

Пр и м е ч а н и я: 1—2—карбонатный тонкокристаллический массивный фосфорит, Белкинское месторождение; 3—карбонатный тонкокристаллический слоистый фосфорит, Белкинское месторождение, участок Куйтаг; 4—кремнистый тонкокристаллический фосфорит, Тамалыкское месторождение; 5—карбонатный брекчиевый фосфорит, Белкинское месторождение; 6—кремнистый брекчиевый фосфорит, Боградское фосфатопромысловое; 7—конкреционный кремнистый фосфорит, пос. Адиаксинский; 8—мета-морфизованный кремнистый фосфорит, Карасанское фосфатопромысловое.

В первых фосфат и кремнистые минералы (халцедон, кварц) находятся в тонком прорастании, во вторых они пространственно обособлены. Следует отметить, что для кремнистых фосфоритов слоистая текстура более характерна.

Слоистые фосфориты Тамалыкского месторождения представляют собой темно-серые и черные полосчатые, иногда сланцеватые породы. Полосчатость в них обусловлена чередованием прослоев почти мономинерального фосфорита, кремнистого фосфорита и в различной степени фосфатизированных кремней, имеющих обычно линзовидно-полосчатое строение (фиг. 4). Мощность таких прослоев колеблется от сотых долей миллиметра до первых сантиметров. От преобладания прослоев того или иного состава зависит качество фосфоритов.

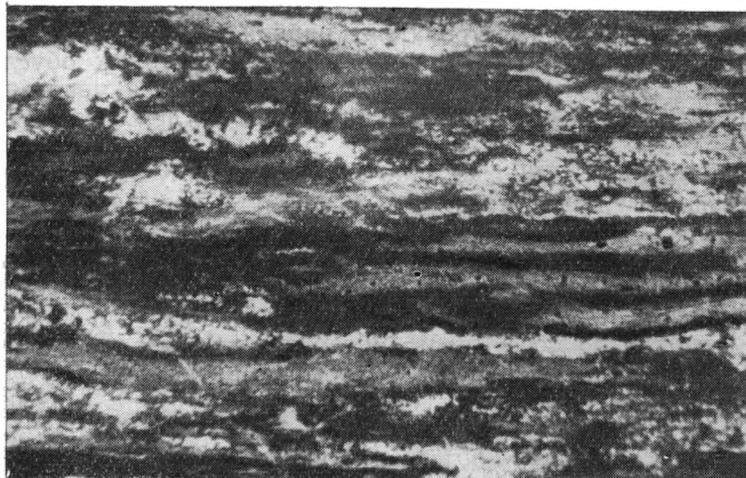
Прослои мономинерального фосфорита состоят в основном из микрокристаллического фосфата (0,001—0,005 мм), неравномерно послойно окрашенного дисперсным углистым веществом в серый или черный цвет (фиг. 5). В микрослоях, не имеющих углистой примеси, фосфат обычно перекристаллизован и представлен кристаллами апатита размером до 0,01 мм.

В кремнистых прослоях под микроскопом различаются микро- и мелкозернистый кварц.

Кремнистые фосфориты Тамалыкского месторождения, залегающие в пачке кварц-мусковитовых сланцев, обычно содержат значительную примесь (до 10—15%) мусковита.

Слоистые и линзовидно-слоистые кремнистые фосфориты распространены также на Сейбинском месторождении и на Боградском фосфатопроявлении.

В массивных тонкокристаллических кремнистых фосфоритах фосфат и кремнистые минералы пространственно не обособлены, а тонко взаимно прорастают друг друга. Фосфат представлен микрокристаллической разновидностью с размером индивидов 0,001—0,01 мм, кремнистые минералы имеют больший размер зерен — 0,01—0,1 мм. Количественные соотношения между фосфатом и кремнеземом варьируют в широких пределах.



Фиг. 5. Фосфорит линзовидно-слоистый кремнистый
Тамалыкское месторождение, увел. 100, николь один; белое — мелкозернистый кварц и апатит, серое — тонкокристаллический фосфат, черное — тонкокристаллический фосфат, обогащенный углистым веществом

Тонкое прораствание фосфата и халцедона наблюдается также в некоторых разновидностях фосфоритов Боградского участка. Наиболее характерен в этом отношении тонкокристаллический кремнисто-фосфатный цемент брекчиевых кремнистых фосфоритов. Он состоит из взаимно прорастающих зерен фосфата (0,001 мм) и халцедона (0,005 мм). В меньшем количестве присутствуют обломочные зерна кварца.

Кремнистые тонкокристаллические фосфориты (слоистые и массивные) обычно имеют невысокое качество. Содержание P_2O_5 в них составляет 12—25%. Из прочих компонентов отмечается почти всегда присутствие гидроокислов железа (1—3%), глинозема (1—2%, иногда более), органического вещества (до 1%) в виде углистых частиц, а также окислов марганца (до нескольких процентов). Содержание перечисленных компонентов зависит от характера осадконакопления, а также от эпигенетических процессов и различно на разных месторождениях.

Повышенные содержания Al_2O_3 связаны с наличием в кремнистых фосфоритах мусковита (Тамалыкское месторождение), содержание в фосфоритах железа обусловлено присутствием в них тонкой вкрапленности пирита, который при окислении переходит в гидроокислы железа. Марганец в фосфоритах присутствует в виде окислов, образующих тончайшие пленки и дендритообразные выделения.

Тонкокристаллические мономинеральные фосфориты — это высококачественные фосфатные породы, состоящие из фосфата с примесью

кремнистых минералов (халцедона, кварца). За условную границу их выделения мы принимаем содержание в породе 30% P_2O_5 , что соответствует примерно 75% трехкальциевого фосфата. Такие фосфориты известны на Тамалыкском месторождении, где мощность их составляет несколько метров. Эти фосфориты аналогичны мономинеральным фосфоритным прослоям, залегающим среди вышеописанных кремнистых слоистых фосфоритов. С генетической точки зрения отличие этих фосфоритов заключается в том, что формирование их происходило в стабильных условиях резко ослабленного кремнеосаждения.

В ряде случаев тонкокристаллические фосфориты имеют более сложный состав. Так, на Тамалыкском месторождении распространены (в основном ниже зоны выветривания) карбонатно-кремнистые фосфориты, слоистая и линзовидно-слоистая текстура которых обусловлена чередованием слоев карбоната, кремней, кремнистого и мономинерального фосфорита. Качество этих фосфоритов обычно невысокое (не выше 15% P_2O_5).

Седиментационные переотложенные фосфориты. К этому типу относятся брекчиевые и конгломератовые фосфориты кремнистого и карбонатного состава.

Брекчиевые карбонатные фосфориты широко распространены на Белкинском месторождении. Они представляют собой седиментационные брекчии, в которых обломки карбонатных пород и фосфоритов сцементированы карбонатно-фосфатным материалом тонкокристаллической структуры. Обломки карбонатного и мономинерального фосфорита встречаются редко. Цемент брекчиевых фосфоритов аналогичен тонкокристаллическим карбонатным фосфоритам, описанным ранее.

Брекчиевые фосфориты по сравнению с тонкокристаллическими имеют пониженное содержание P_2O_5 (8—10%) и более высокое содержание карбонатов и флюорита (см. табл. 2).

Следует отметить, что карбонатные брекчиевые фосфориты Белкинского месторождения не являются типичным примером седиментационных переотложенных фосфоритов, так как среди обломочного материала их преобладают нефосфатные карбонатные породы. В этом отношении более характерны брекчиевые кремнистые фосфориты, широко развитые на Боградском фосфатопромыслах, где они образовались в результате частичного перемыва (в основном подводного) слоистых и линзовидно-слоистых кремнистых фосфоритов. Это крепкие темно-серые породы (фиг. 6), состоящие из обломков черных кремней, кремнистых и мономинеральных фосфоритов, сцементированных светло-серым халцедоно-фосфатным материалом. Обломочный материал, как правило, плохо отсортирован и составляет большую часть породы. Обломки имеют угловатую форму и размер от долей миллиметра до 2—3 см, редко более.

Фосфоритные обломки по сравнению с кремнистыми имеют меньший размер (до 3 мм) и более округлую форму. Среди обломочного фосфоритного материала наблюдаются фосфатные образования, напоминающие микроствяжения (зерна), сложенные тонкокристаллическим фосфатом (размер индивидов 0,001—0,005 мм).

Цементом брекчиевых фосфоритов является светло-серый кремнисто-фосфатный материал.

Фосфатные конгломеркчиевые породы вскрываются также в отложениях енисейской серии на Тамалыкском месторождении (участок Караташ). Мощность пласта их в одной канаве превышает 30 м.

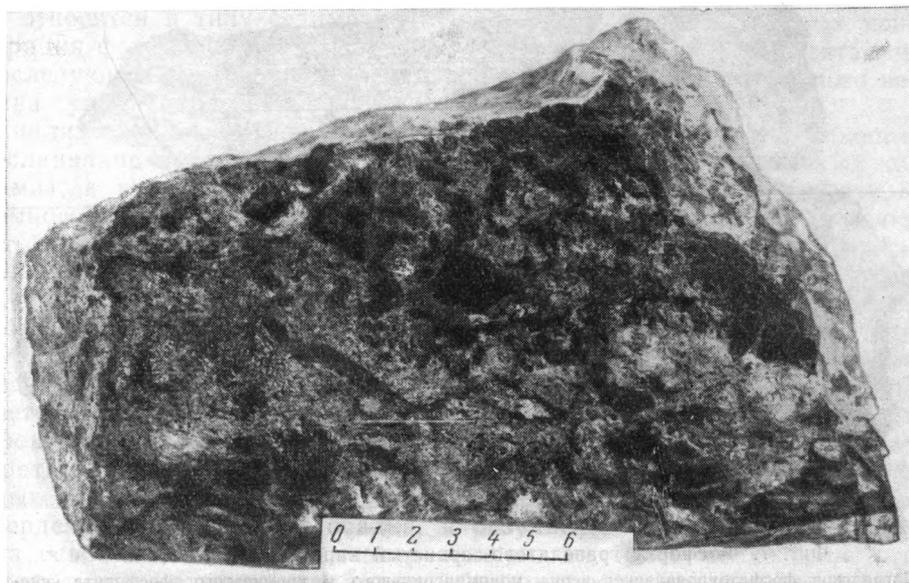
Обломочная часть конгломератов и брекчий представлена доломитами, известняками и фосфоритами. Преобладающий размер обломков 1—5 см. Окатанность их различна, в породе распределены равномерно.

Фосфоритные обломки почти целиком состоят из темно-серого изотропного фосфата, в который включены мелкие (до 0,04 мм) зерна кварца и доломита. Цемент преимущественно доломитовый.

Содержание P_2O_5 в некоторых штуфах достигает 25—26%, среднее содержание — 7—8%.

Седиментационно-диагенетические фосфориты. В фосфоритах этого типа в процессе диагенеза произошло обособление фосфатного вещества в виде стяжений (конкреций).

К седиментационно-диагенетическим фосфоритам относятся кремнистые конкреционные фосфориты, известные в некоторых районах Горной Шории (прииск Камзас, пос. Адиаксинский). Фосфоритные конкреции



Фиг. 6. Фосфорит брекчиевый кремнистый.

Боградское фосфатопроявление: черное — кремнистые и фосфоритовые обломки, серное — халцедон-фосфатный цемент

в виде шаровидных образований (диаметром от нескольких миллиметров до 5—6 см) с гладкой поверхностью и концентрическим строением залегают в кремнисто-глинистых сланцах, реже в известняках, характеризующихся слабой фосфатизацией (1—5% P_2O_5). Мощность прослоев, обогащенных фосфоритными конкрециями, составляет 10—20 см.

Материал конкреций представлен взаимно прорастающими фосфатом и кварцем, которые в сумме составляют около 90% породы. Фосфоритные конкреции содержат до 30% P_2O_5 .

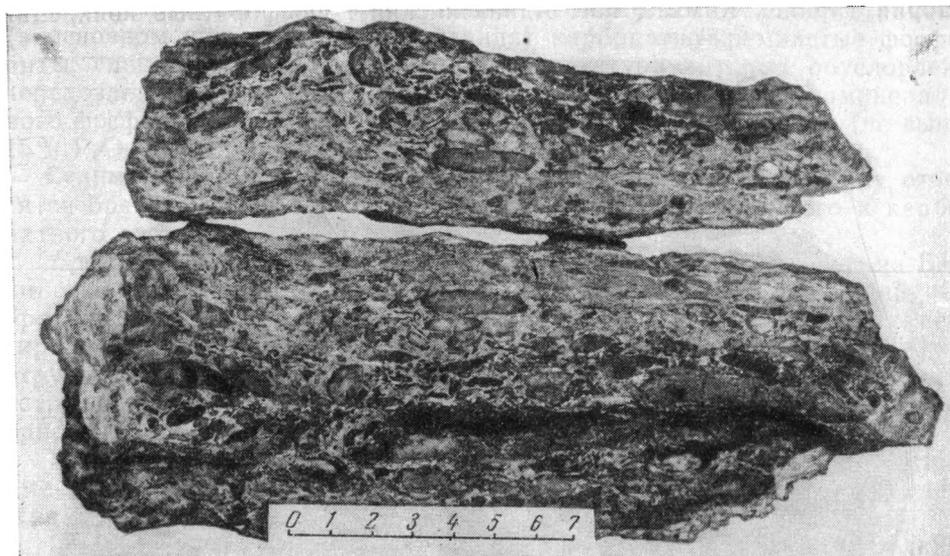
Переотложенные седиментационно-диагенетические фосфориты. К этому типу на Боградском фосфатопроявлении относятся кремнистые и карбонатные фосфориты гравелитовой структуры.

Гравелитовые фосфориты кремнистого состава слагают маломощный (0,15—0,20 м) линзовидный прослой среди брекчиевых кремнистых фосфоритов. Они состоят в основном из отсортированных и ориентированных по напластованию породы фосфатных и кремнисто-фосфатных микроконкреций (зерен) округлых и удлиненных. Размер зерен колеблется в пределах 0,5—2,0 мм по ширине и 1—5 мм (реже 7 мм) по длине. Фосфоритные зерна имеют мономинеральный фосфатный состав, реже — кремнисто-фосфатный. В кремнисто-фосфатных зернах в основной массе тонкокристаллического фосфата равномерно распределены шестоватые кристаллы кварца. В качестве примесей фосфатные зерна содержат тон-

чайшие чешуйки ($0,001 \times 0,01$ мм) гидрослюд и дисперсные частицы окислов железа.

Гравелитовые фосфориты в основном сложены зернистым материалом. На долю цемента приходится 10—20% породы. Цемент — поровый кремнисто-фосфатный.

Диagenетический характер зерен доказывается довольно однообразной овальной их формой, однородностью состава, концентрическим распределением дисперсных примесей, а также присутствием аналогичных зерен в слоистых тонкокристаллических фосфоритах.



Фиг. 7. Фосфорит гравелитово-зернистый карбонатного состава Богградское фосфатопоявление; зерна мономинерального и кремнистого фосфорита сцементированы карбонатным материалом

Описанные диагенетические образования, видимо, были вымыты из нелигифицированного осадка, на что указывает их плавно изогнутая форма, обусловившая плотную упаковку их в гравелитовых фосфоритах, когда вогнутым формам одних микроконкреций соответствуют выпуклые формы других.

Гравелитовые карбонатные фосфориты известны на Богградском фосфатопоявлении, где они встречаются в местах выклинивания кремнистых фосфоритов при фаціальном замещении их по простирацию карбонатными породами.

Гравелитовые карбонатные фосфориты состоят из фосфоритных галек, сцементированных доломитовым материалом (фиг. 7). Гальки — перемытые фосфоритные конкреции — совершенно аналогичны таковым в вышеописанных кремнистых разновидностях и отличаются от них только несколько большими размерами (0,1—3—4 см). Конкреции имеют линзовидную, реже округлую форму с четкими правильными границами. Они составляют 70—80% породы, что определяет высокое качество фосфоритов ($P_2O_5 = 28—30\%$).

Гравелитовые мономинеральные фосфориты отличаются от вышеописанных карбонатных и кремнистых фосфатным составом цемента. Эти фосфориты известны на Тамалыкском месторождении, где они со-

стоят из перемытых фосфатных стяжений (зерен), цементированных тонкокристаллическим фосфатом, обогащенным углистым веществом.

Условия формирования фосфоритных слоев. На известных месторождениях и фосфатопоявлениях рифейского и нижнекембрийского возраста в Алтае-Саянской складчатой области преобладают фосфориты тонкокристаллической структуры, образующие относительно мощные пласты и пластообразные залежи.

Тонкокристаллическое строение фосфоритов отличает рассматриваемый бассейн от многих других фосфоритоносных геосинклинальных бассейнов, где преобладает оолитовозернистая структура фосфоритных пород.

Тонкокристаллические фосфориты различного состава и разных текстур относятся к типу седиментационных фосфоритов, в которых концентрация фосфата возникла в основном в процессе хемоседиментации. В последующие же стадии жизни породы концентрация фосфатного вещества существенно не менялась.

Анализ состава и строения фосфоритных серий (большие мощности, переслаивание фосфоритов с нефосфатными или слабо фосфатными породами), а также петрографическое изучение фосфоритов (структуры взаимного прорастания фосфата с другими минералами) показывают, что тонкокристаллические фосфориты рассматриваемой области формировались в условиях больших скоростей седиментации фосфата и кремнезема или фосфата и карбоната. В этих условиях отложившийся осадок быстро захоронялся, перекрываясь все новыми порциями осадочного материала. Относительно быстрое погружение осадка способствовало сокращению продолжительности стадии диагенеза. Видимо, этим и объясняется отсутствие или незначительное распространение в фосфоритах микроконкреций и оолитов. В крупнейших геосинклинальных бассейнах (Каратау, Скалистые горы, Южный Китай) при формировании продуктивных фосфоритных пластов большое значение имел перемыв еще не затвердевшего фосфатного осадка, в результате которого фосфатные зерна освобождались от цементировавшего их более мелкозернистого нефосфатного материала, и таким образом происходило естественное обогащение фосфоритов (Смирнов, Тушина, 1962). В Алтае-Саянском фосфоритоносном бассейне такого обогащения фосфатного материала не произошло, так как в стадию диагенеза в осадке, как правило, не было обособления фосфатного материала. Кроме того, в описываемом бассейне, судя по характеру седиментационных брекчий, подводные перемывы, с одной стороны, не были постоянными, а с другой — местами были настолько интенсивными, что приводили к разрушению уже литифицированного осадка. Все это обусловило сравнительно невысокое качество фосфоритов бассейна.

Описанные выше брекчиевые и конгломератовые фосфориты относятся к типу переотложенных седиментационных фосфоритов. В результате подводных перемывов тонкокристаллические фосфориты были раздроблены, перемыты и переотложены вблизи места их первоначального образования.

Если сила подводных течений, размывавших осадок, была относительно невелика, происходило разрушение в основном поверхностного, неполностью литифицированного осадка. При этом вымывались фосфатные стяжения в тех случаях, конечно, когда они вообще в осадках формировались, а переотложение их приводило к образованию гравелитовых фосфоритов. При более интенсивном размыве разрушались более глубокие, уже литифицированные нефосфатные слои. В этом случае формировались брекчиевые фосфориты, в которых наряду с фосфоритными

обломками в значительном количестве присутствуют более крупные обломки кремней. Таким образом, если в первом случае переувлажнение привело к обогащению фосфоритов, то во втором — к их разубоживанию.

Карбонатные брекчиевые фосфориты Горной Шории, по-видимому, образовались в результате разрушения подводными течениями карбонатных пород, обломки которых затем были сцементированы карбонатно-фосфатным материалом.

Метаморфизованные фосфориты. Описанные фосфориты претерпели существенные стадийные изменения, выразившиеся в перераспределении, перекристаллизации и новообразовании минералов. Особенно значительными они были в условиях метаморфизма и поверхностного выветривания. Известные в рассматриваемом районе метаморфизованные фосфориты образовались за счет седиментационных тонкокристаллических и брекчиевых фосфоритов в результате контактового метаморфизма. Они выявлены на Карасынском фосфатопоявлении (Батеневский кряж), где расположены в экзоконтактовой части крупной интрузии. Среди кремнистых метаморфизованных фосфоритов известны массивные, слоистые и брекчиевые разновидности. В них фосфат перекристаллизован и превращен в мелкокристаллический апатит. Сильнее всего метаморфизованы массивные фосфориты, характеризующиеся более высоким содержанием P_2O_5 (25—30%). Это серые (обычно осветленные) кварцитовидные породы, состоящие из изометричных хорошо раскристаллизованных зерен апатита. Структура их мелкозернистая, размер зерен составляет 0,04 мм. В основной массе кристаллов апатита имеется незначительная примесь кварца.

Аналогичные метаморфизованные фосфориты встречаются на Тамалыкском месторождении, где их образование обусловлено контактовым воздействием даек и небольших интрузивных тел.

4. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ (ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ) ФОСФОРИТЫ

При переработке в коре выветривания рифейских и кембрийских фосфатоносных отложений возникли вторичные эпигенетические фосфориты.

Согласно приведенной классификации (см. табл. 1), они подразделяются на остаточные, метасоматические и инфильтрационные.

1. Остаточные эпигенетические фосфориты — продукты, остающиеся после выщелачивания нефосфатных разубоживающих компонентов из бедных первичноосадочных фосфоритов и фосфатизированных пород.

2. Метасоматические эпигенетические фосфориты — продукты метасоматического замещения различных минералов (чаще всего кальцита) на трехкальциевый фосфат под воздействием фосфорсодержащих растворов.

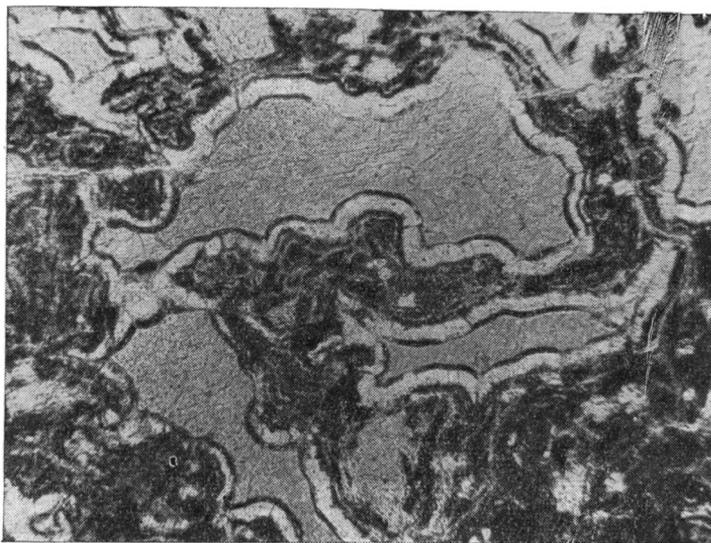
3. Инфильтрационные эпигенетические фосфориты — продукты перетолжения фосфатов первичных пород циркулирующими водами.

Как справедливо указывает Б. М. Гиммельфарб (1955), все эти разновидности по характеру своего образования тесно связаны друг с другом, поскольку обычно процессы выщелачивания фосфата и карбоната, метасоматоза и перетолжения идут почти одновременно. В результате на месторождениях, где присутствуют все эти типы, они встречаются совместно, а каждый в отдельности не образует сколько-нибудь крупных скоплений.

На Белкинском месторождении эпигенетические фосфориты являются продуктами выветривания первичноосадочных карбонатных фосфоритов и фосфатизированных пород.

Агрессивные поверхностные воды легко выщелачивают кальцит и доломит из фосфоритов. Если при этом не затрагивается фосфатная часть породы, то образуются остаточные фосфориты высокого качества. Они окрашены в темно-серый цвет, имеют ноздреватую пористую текстуру с многочисленными кавернами за счет вынесенных карбонатов.

При более глубоком выветривании в раствор переводится и фосфат, который затем отлагается в порах, пустотах и трещинах пород. Образовавшиеся при этом инфильтрационные фосфориты представляют собой



Фиг. 8. Фосфорит метасоматический

Сейбинское месторождение, уч. Караульная горка; темный изотропный и светлый слабо раскристаллизованный фосфат замещает оолиты в известняке (серое — кальцит). Шлиф № 2452, увел. 50, николь один

буровато-желтую массу слабо раскристаллизованного фосфата, в которой рассеяны редкие зерна кварца и глинистые чешуйки. Структура чистых разновидностей пелитоморфная, но может быть и другой, в зависимости от размеров зерен и количества цементируемого материала.

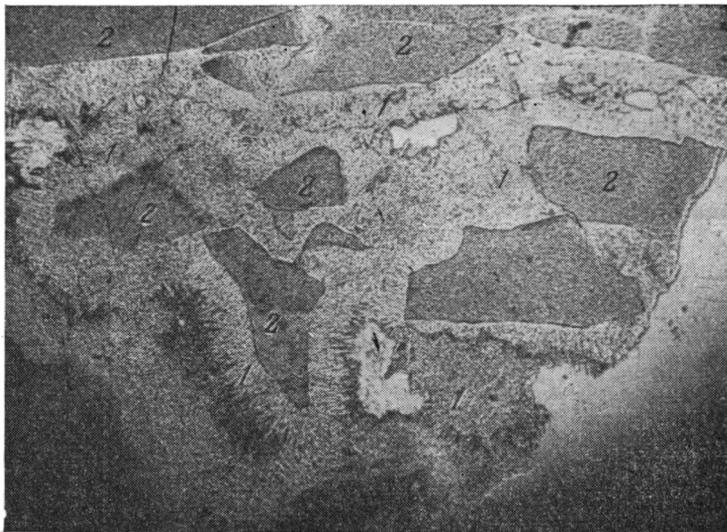
В результате длительной циркуляции фосфатсодержащих растворов фосфатное вещество образует ряд последовательных генераций. Для более поздних генераций характерны крустификационные структуры.

В указанных геологических условиях при эпигенетических процессах происходит весьма значительное обогащение вторичных фосфоритных образований: в пластовых карбонатных фосфоритах Горной Шории содержание P_2O_5 8—11%, во вторичных оно обычно более 20%.

Эпигенетические фосфориты образуют разрозненные залежи сложной конфигурации, которые располагаются в карстовых полостях среди карбонатных пород на головах пластов первичноосадочных фосфоритов или вблизи их выходов. Площади отдельных залежей колеблются в пределах 0,1—50 га, мощности меняются от 0,5 до 30 м, редко больше.

На Сейбинском месторождении выветриванию подверглись карбонатно-кремнистые толщи, заключающие прослои первичноосадочных кремнистых фосфоритов. Остаточные фосфориты здесь почти не образуются ввиду относительной устойчивости кремнезема. Чисто метасоматические разности также мало распространены (фиг. 8).

Большая часть руд представлена брекчиями (фиг. 9), состоящими из обломков первичных и эпигенетических фосфоритов и кремнистых сланцев. Часто в брекчиях встречаются стяжения гидроокислов железа (гидрогематит, лимонит) и марганца, в краевых зонах карстовых полостей — обломки карбонатных пород. Цемент брекчий фосфатный и кремнисто-фосфатный, иногда глинисто- и железисто-фосфатный.



Фиг. 9. Фосфорит эпигенетический брекчиевой структуры Сейбинское месторождение, уч. Караульная гора; каемки фосфата кристификационной структуры (1) вокруг обломков пелитоморфного фосфорита (2). Шлиф № 1014, увел. 50, вкюль один

Брекчиевые фосфоритные руды Сейбинского месторождения — типичные брекчии обрушения, возникшие при провалах кровли над карстовыми полостями. Качество фосфоритных брекчий зависит от количества и состава обломков; обычно оно ниже по сравнению с инфильтрационными разностями (16—22% P_2O_5).

Залежи невелики по размерам (0,3—1,0 га) при глубине до 40—50 м. Наиболее крупная залежь одного из участков месторождения протягивается более чем на 2 км.

На некоторых залежах и блоках эпигенетических фосфоритов в соответствующих геоморфологических и гидрогеологических условиях развиваются процессы позднейшего, близкого к современному выветривания. При этом образуется структурный глинистый элювий по фосфоритным брекчиям. В выветрелых рыхлых фосфоритных рудах обычно не более 9—14% P_2O_5 .

На Тамалыкском месторождении вторичные фосфориты развиты сравнительно слабо. Очевидно, это объясняется эрозией значительной части образований коры выветривания. Остатки их сохранились в виде линейных кор, приуроченных к тектоническим нарушениям. Они представлены в основном брекчиями, в которых обломки первичных кремнистых фосфоритов, эпигенетических фосфоритов, различных сланцев и дайковых пород связаны кремнисто-фосфатным цементом.

В пределах Алтае-Саянской области известны еще небольшое Белусинское месторождение (Смирнов, Шмелькова, 1962) и много мелких фосфатопроявлений, связанных с карстами в фосфатизирован-

ных карбонатных породах рифея и нижнего кембрия. Генетические и петрографические типы этих вторичных фосфоритов аналогичны описанным.

Химический состав некоторых эпигенетических фосфоритов приводится в табл. 3.

Фосфатное вещество метасоматических и инфильтрационных эпигенетических фосфоритов по сравнению с морскими первичноосадочными имеет некоторые отличия. По оптическим свойствам и параметрам кристаллической решетки оно близко к фторкарбонатапатиту, но отношение $\text{CO}_2:\text{P}_2\text{O}_5$ колеблется в широких пределах. Переход фторапатита в процессе выветривания во фторкарбонатапатит объясняется, видимо, большой ролью углекислых растворов при формировании карстовых фосфоритных залежей.

Алюмофосфатные минералы—вавеллит и крандаллит—были обнаружены в небольших количествах в эпигенетических фосфоритах Белкинского и Сейбинского месторождений.

Итак:

1. Все известные в Алтае-Саянской области эпигенетические фосфориты теснейшим образом связаны с карстообразованием. Карстовые процессы развиваются либо в фосфатизированных известняках и карбонатных фосфоритах, либо в карбонатных пачках фосфоритноносных толщ. Накопление вторичных фосфоритов приурочено к карстовым депрессиям, в которых они впоследствии и сохраняются.

2. Качество и петрографические типы эпигенетических фосфоритов зависят от характера и состава первичноосадочных продуцирующих фосфатных пород. Вторичное обогащение бывает наибольшим при выветривании карбонат-

Таблица 3

Химический состав некоторых фосфоритов коры выветривания Алтае-Саянской области, %

№ образца	P ₂ O ₅ общ	Нерастворимый остаток	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	SO ₃	H ₂ O+	F	Сумма I	Сумма II	P ₂ O ₅ в лимонно-норастровимой форме		
																	абсолютное значение	относительное значение	
I	29,66	2,66	—	—	—	—	52,41	0,32	—	—	9,93	—	—	2,90	95,22	1,22	94,00	—	—
II	31,44	3,72	—	3,88	2,68	0,29	46,88	0,40	—	—	4,57	—	—	3,29	97,15	1,39	95,76	8,02	22,3
III	33,39	—	0,80	0,80	2,00	—	51,97	0,30	—	—	5,30	0,48	—	3,24	98,28	1,36	96,92	8,91	26,6
IV	23,47	36,73	35,01	1,35	1,01	—	33,49	0,96	—	—	1,00	—	—	1,32	97,61	1,55	97,06	4,61	19,6
V	19,47	22,45	22,11	2,32	20,52	—	25,77	—	—	—	—	—	2,99	1,71	94,95	0,71	94,14	5,26	27,0
VI	11,80	66,56	62,58	3,86	2,03	0,35	15,24	0,41	0,44	Сл.	0,55	0,12	1,85	1,03	100,26	0,43	99,83	5,18	43,6

* В сумму не входит.
Примечание: I — метасоматический фосфорит, Сейбинское месторождение, уч. Караульная гора, обр. № 2452; II — инфильтрационный фосфорит, Белоусинское месторождение, обр. № 241а; III — инфильтрационный фосфорит, Белкинского месторождение, обр. № 805; IV — кремнисто-фосфатная брекчия, Сейбинское месторождение, уч. Караульная гора, обр. № 1077; V — железисто-кремнисто-фосфатная брекчия, Сейбинское месторождение, уч. Большие Джебарты, обр. № 775 в/63; VI — выветриваемый эпигенетический фосфорит — рыхлая кремнисто-фосфатная брекчия, Сейбинское месторождение, уч. Большие Джебарты, проба № 018.

ных фосфоритов, залегающих среди мощных известково-доломитовых отложений.

3. Крупные скопления эпигенетических фосфоритов могут иметь самостоятельное промышленное значение. Кроме того, они являются важным поисковым признаком, указывающим на наличие в районе первичноосадочных фосфатных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территории Алтае-Саянской складчатой области широко развиты фосфоритоносные отложения рифейского и нижнекембрийского возраста, что позволяет выделить новый фосфоритоносный бассейн.

В отличие от других геосинклинальных фосфоритоносных бассейнов (Каратауского, Скалистых гор США) он формировался в эвгеосинклинальной части подвижной области в начальный этап ее развития. Подобного типа фосфоритоносных бассейнов до настоящего времени не было известно.

В связи с особенностями геотектонического положения фосфоритоносные отложения и фосфориты Алтае-Саянского бассейна характеризуются своеобразными чертами, отличающими их от других.

Фосфоритоносные серии залегают в карбонатных, карбонатно-кремнистых и терригенно-карбонатно-кремнистых отложениях, образовавшихся на приподнятых участках морского дна — на склонах внутригеосинклинальных поднятий.

Фосфориты данного бассейна представлены в основном морскими хемогенными породами, которые по условиям образования могут быть отнесены к седиментационным — пластовым и седиментационно-диагенетическим — конкреционным. Пластовые и пластообразные тела фосфоритов тонкокристаллической структуры являются доминирующим типом, в котором различаются карбонатные и кремнистые разновидности. Седиментационно-диагенетические фосфориты имеют подчиненное значение.

В коре выветривания фосфоритоносных отложений рифейского и нижнекембрийского возраста в определенных условиях (рельефа, гидрогеологии, климата) формируются эпигенетические фосфориты.

Среди известных участков развития древних фосфоритоносных толщ в настоящее время выявлены и такие, которые могут представлять промышленную ценность (Тамалыкское, Белкинское месторождения). Перспективы бассейна могут быть, однако, более благоприятными, и есть основания ожидать обнаружения новых крупных промышленных ресурсов фосфоритов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. О классификации фосфоритов. Докл. АН СССР, т. 47, № 2, 1945.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б. и др. Схема стратиграфии нижнекембрийских и нижней части среднекембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области. Тр. СНИИГГИМС, вып. 24, 1962.
- Гиммельфарб Б. М. Классификация месторождения фосфоритов. Тр. ГИГХС, вып. 2, 1955.
- Гиммельфарб Б. М. Основные принципы составления прогнозных карт на фосфориты. Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. Изд. АН КазССР, 1958.
- Гиммельфарб Б. М. Сопоставление основных закономерностей размещения фосфоритных месторождений СССР и КНР. В сб. «Закономерн. размещ. полезн. ископ.», т. V. Изд. АН СССР, 1962.
- Гинцингер А. Б., Винкман М. К. О стратиграфическом положении фосфоритоносных и марганцевоносных отложений Горной Шории и Кузнецкого Алатау. Тр. СНИИГГИМС, вып. 24, 1962.

- Гуревич Б. Г. Новые данные по фосфоритности Сибири. Сб. научно-техн. информ. Госгорхимпроект, ГИГХС, вып. 3—4, 1961.
- Калмыков А. Ф., Соколов А. С., Тушина А. М. Апатитовое месторождение Мау-Кок во Вьетнаме. Тр. ГИГХС, вып. 7, 1962.
- Красильникова Н. А. Некоторые особенности условий геологического размещения фосфоритов Китая. Бюл. научно-техн. информ. МГ и ОН СССР, № 5 (17), 1958.
- Красильникова Н. А. Геологические предпосылки для поисков фосфоритов в кембро-синийских отложениях Алтае-Саянской складчатой области. Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 3, 1962а.
- Красильникова Н. А. Фосфориты Красноярского края. В сб. «Полезные ископаемые Красноярского края». Изд. АН СССР, 1962б.
- Красильникова Н. А. О флюорите в фосфоритах. Литология и полезн. ископ., № 3, 1963.
- Красильникова Н. А., Смирнов А. И. Вторичное обогащение фосфоритных залежей в континентальных условиях. Бюл. научно-техн. информ. МГ и ОН, № 5 (17), 1958.
- Красильникова Н. А., Шмелькова Ю. Ф., Гуревич Б. Г., Оболенская Г. А. Прогнозная оценка фосфоритности районов Сибири и Дальнего Востока. Сов. геология, № 9, 1961.
- Плотникова В. И., Смирнов А. И. Фосфориты Селеукского месторождения. Тр. ГИГХС, вып. 5, 1959.
- Предтеченский А. А., Щеглов А. П. Биостратиграфическая схема нижнекембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области. Тр. СНИИГГИМС, вып. 24, 1962.
- Репина Л. Н., Хоментовский В. В. О подразделении нижнего кембрия. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1961.
- Смирнов А. И. Докембрийские фосфориты Енисейского края. Тр. ГИГХС, вып. 2, 1955.
- Смирнов А. И., Тушина А. М. Вещественный состав и генезис фосфоритов месторождения Ак-Сай. Тр. ГИГХС, вып. 7, 1962.
- Смирнов А. И., Шмелькова Ю. Ф. Фосфориты Белоусинского месторождения. Тр. ГИГХС, вып. 7, 1962.
- Спандерашвили Г. И. Новые данные о фосфоритности Горной Шории. Вестн. ЗСГУ, № 2, 1957.
- Спандерашвили Г. И., Сажин А. И. Карстовые фосфориты Горной Шории. Вестн. ЗСГУ и Новосибир. ГУ, № 3, 1961.
- Сухарина А. Н., Спандерашвили Г. И., Сажин А. И. Горношорский фосфоритноносный бассейн. Разведка и охрана недр, № 2, 1961.
- Харин Г. С., Лельчук В. И. Фосфоритность верхнего девона Кузбасса и Кольвань-Томской складчатой зоны. Вестн. ЗСГУ и Новосибир. ГУ, № 2, 1962.
- Шатский Н. С. Фосфоритноносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Докл. совещ. по осад. породам, вып. 2. Изд. АН СССР, 1955.
- Ярошевич В. М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского края, хр. Азыр-Тал и басс. р. Белый Июс. Изд. Сиб. отд. АН СССР, Красноярск, 1962.

Государственный научно-исследовательский институт
горнохимического сырья
Москва

Дата поступления
16.VI.1964

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.311.231 (571.5)

**О ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ФОСФОРИТОНОСНОЙ КОРЫ
ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ОДНОМ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

В. З. БЛИСКОВСКИЙ

За последние годы в Советском Союзе выявлен ряд месторождений эпигенетических вторичных фосфоритов, сформировавшихся в коре выветривания бедных первичноосадочных фосфоритов или фосфатизированных пород.

Для правильной ориентировки поисковых и разведочных работ необходимо, очевидно, понимание основных геологических закономерностей образования месторождений подобного типа.

Одним из важных геологических параметров следует считать продолжительность времени формирования коры выветривания. Эта величина (в совокупности с климатическими и другими условиями) в значительной степени определяет интенсивность переработки первичных пород в коре выветривания, а следовательно, и состав продуктов выветривания.

Представляется интересной попытка определения продолжительности выветривания по химическому балансу некоторых компонентов. Излагаемые результаты получены на участке Большие Джебарты Сейбинского месторождения фосфоритов (Курагинский район Красноярского края).

Месторождение слагают породы павловской свиты (позднекембрийского возраста). В разрезе свиты здесь выделяются две пачки (снизу): 1. Известняки и доломиты видимой мощностью более 150 м; 2. Фтаниты (серые кремнистые сланцы) мощностью около 150 м.

В основании верхней пачки залегают маломощные линзующиеся прослои первичноосадочных кремнистых фосфоритов, которые и послужили продуцирующими породами при образовании в коре выветривания крупной залежи вторичных фосфоритов.

Породы смяты в опрокинутую синклиналиную складку субширотного простирания. В ядре складки выходит узкая (150—400 м) полоса кремнистых сланцев, крылья сложены породами карбонатной пачки.

Возраст коры выветривания точно не определен и условно считается мезокайнозойским. Можно лишь утверждать, что кора выветривания древнее современного рельефа — залежи вторичных фосфоритов уничтожены эрозией в речных долинах, но сохранились на водоразделах.

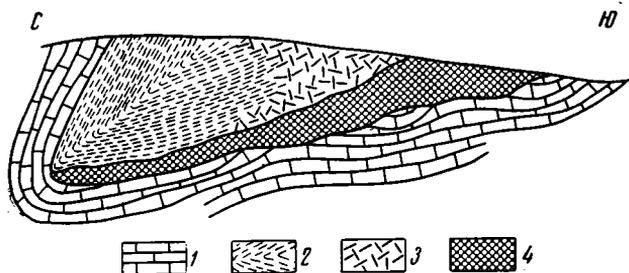
Образование коры выветривания теснейшим образом связано с карстом. Кора выветривания фосфоритоносной кремнисто-сланцевой пачки залегает на карстовом ложе, в ее основании находятся элювиальные песчано-глинистые отложения, инфильтрационные фосфориты и кремнисто-фосфатные брекчии.

Уровень вод в карстовых пустотах был базисом эрозии при формировании коры выветривания. Активные поверхностные воды, фильтруясь сквозь толщу кремнистых сланцев, интенсивно изменяли и выщелачивали их.

В коре выветривания кремнисто-сланцевой пачки выделяются две зоны: 1) зона бесструктурного глинистого элювия; 2) зона структурного глинистого элювия.

Положение этих зон контролируется глубиной залегания закарстованной поверхности известняков. В пологом южном крыле складки при малой мощности сланцевой пачки происходили обрушения кровли над карстовыми пустотами, что вызывало сильную дезинтеграцию пород и образование бесструктурного глинистого элювия. При больших (90—100 м) глубинах залегания известняков мощность вышележащей сланцевой пачки была достаточной, чтобы противостоять обрушению. Здесь образовался структурный глинистый элювий кремнистых сланцев (фиг. 1).

Неизменные кремнистые сланцы встречаются в пределах месторождения лишь на тех небольших участках, где подстилающие карбонатные породы не закарстованы. Они представляют собой крепкие слоистые породы светло-серого и серого цвета, состоящие в основном из мелких кристаллических индивидов кварца размером 0,02—0,05 мм. Кварцевые зернышки, почти изометричные или слегка вытянутые по длинной оси, образуют мозаичную гранобластовую структуру. Другим компонентом породы является серицит, тонкие ориентированные чешуйки которого подчеркивают слоистую текстуру породы. Количество серицита обычно невелико и колеблется от 2—3 до 9—12%. Химический состав неизменных фтанитов (фиг. 2) приведен в таблице (анализы 1—4).



Фиг. 1: Схематический геологический разрез месторождения Большие Джебарты

1 — породы карбонатной толщи; 2 — кора выветривания кремнистых сланцев — структурный глинистый элювий; 3 — кора выветривания кремнистых сланцев — бесструктурный глинистый элювий; 4 — элювиально-карстовый материал (фосфатный и бесфосфатный)

Измененные кремнистые сланцы зоны структурного глинистого элювия полностью сохранили слоистую текстуру первичных фтанитов. Они представляют собой мягкую белесовато-серую маршаллито-гидрослюдистую породу. Количество кварца резко уменьшено, преобладающим становится гидрослюдисто-серицитовый минерал (фиг. 3).

Отметим, что по мощности вся толща структурного глинистого элювия изменена довольно равномерно.

Химический состав неизменных фтанитов и их структурного глинистого элювия *

№ анализа	№ образца	Порода	Содержание, %			
			SiO ₂ общ	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	H ₂ O
1	704	Неизменные фтаниты	93,91	2,74	Сл.	—
2	710		94,30	3,43	»	—
3	2268		90,35	3,31	2,81	—
4	759		89,63	—	—	—
5	753	Структурный глинистый элювий	65,24	14,00	—	—
6	753а		64,10	16,21	8,94	3,72
7	807		68,66	—	—	4,14

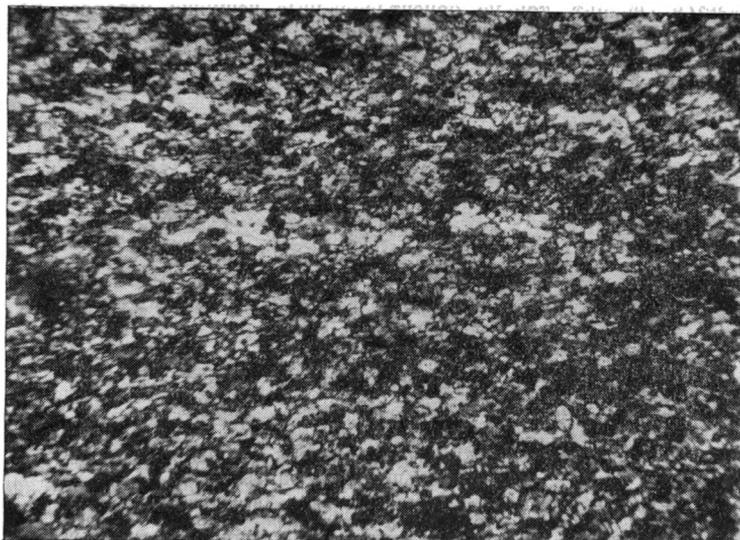
* Анализы выполнены в аналитической лаборатории Института горнохимического сырья. Аналитики — А. Тищенко и А. Соберзянова.

Сравнивая результаты химических анализов первичных и измененных сланцев (см. таблицу), можно заметить, что изменения, вызванные выветриванием, сводятся в основном к новообразованию алюмосиликатных глинистых минералов и выносу кремнезема.

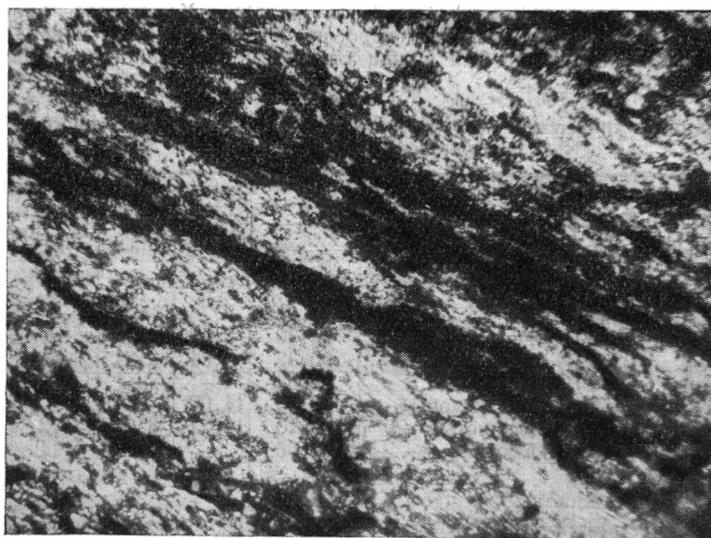
Последнее обстоятельство мы попытались использовать для определения продолжительности времени выветривания.

Составим баланс кремнезема при формировании коры выветривания. Для этого введем следующие обозначения: *N* — мощность выветрелых кремнистых сланцев, превращен-

ных в структурный глинистый элювий, m ; S — площадь распространения выветривающихся кремнистых сланцев, m^2 ; γ — объемный вес неизмененных кремнистых сланцев, t/m^3 ; n_1 — содержание кремнезема в неизмененных кремнистых сланцах, %; n_2 — содержание кремнезема в структурном элювии кремнистых сланцев, %.



Фиг. 2. Неизмененный кремнистый сланец
Шлиф № 710, увел. 80, николи +



Фиг. 3. Структурный глинистый элювий кремнистого сланца
Шлиф № 753, увел. 50, николи +

Общее количество кремнезема, вынесенного из пород кремнисто-сланцевой пачки, составит

$$NS\gamma(n_1 - n_2).$$

С другой стороны, оценим количество SiO_2 , перенесенного водами, фильтрующимися сквозь толщу породы. Для этого введем следующие обозначения: K — длитель-

ность формирования коры выветривания, лет; h — ежегодное количество осадков, $м/год$; μ — среднее содержание SiO_2 в подземных карстующих водах, $т/м^3$.

На площади S количество кремнезема, растворенного водами, будет равно $KhS\mu$. Приравняв количество кремнезема, выщелоченный из пород, и кремнезем, растворенный в подземных водах, получим следующее уравнение:

$$NS\gamma(n_1 - n_2) = KhS\mu \quad (1)$$

Откуда находим

$$K = \frac{N\gamma(n_1 - n_2)}{h\mu} \quad (2)$$

Приблизительные численные значения всех величин, входящих в формулу (2), нам известны.

$$\left. \begin{array}{l} N = 150 \text{ м,} \\ \gamma = 2,4 \text{ т/м}^3, \\ h = 0,5 \text{ м/год,} \end{array} \right\} \begin{array}{l} n_1 = 92\% \\ n_2 = 66\% \end{array} \left. \begin{array}{l} \text{средние из} \\ \text{таблицы.} \end{array} \right\}$$

Содержание кремнезема в современных подземных водах месторождения довольно постоянно и составляет 3,5—4,5 $мг/л$ (по результатам шести анализов Минусинской экспедиции Красноярского геологического управления)¹.

Поэтому принимаем $\mu = 4 \text{ мг/л} = 4 \cdot 10^{-6} \text{ т/м}^3$. Тогда $K = \frac{150 \cdot 2,4 \cdot 0,26}{0,5 \cdot 4 \cdot 10^{-6}} \approx$

≈ 47 млн. лет.

При подсчетах сделано несколько допущений, из них два наиболее важных касаются следующего: 1) ежегодного количества осадков; 2) содержания SiO_2 в древних подземных водах. Обе эти величины приняты нами близкими к современным. Однако эти допущения, хотя и сказались на численной величине результатов, но вряд ли существенно изменили порядок цифр.

Таким образом, продолжительность формирования коры выветривания исчисляется в данном случае несколькими десятками миллионов лет и соизмерима с продолжительностью крупных геологических периодов.

Государственный институт
горнохимического сырья
Москва

Дата поступления
26.VIII.1964

¹ Эти данные любезно сообщены гидрогеологом Минусинской экспедиции О. Ф. Каториным, которому приношу мою глубокую благодарность.

УДК 552.578.3+552.578.4

РАСТВОРИМОСТЬ В СЖАТЫХ ГАЗАХ МЕТАЛЛООРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ НЕФТИ И БИТУМОВ

Л. А. ГУЛЯЕВА, Т. П. ЖУЗЕ, Г. Н. ЮШКЕВИЧ, Т. А. КОВАЛЕВА

Многочисленными опытами доказана растворимость в сжатых углеводородных газах жидких и твердых углеводородов нефти (Гербер и др., 1963; Жузе и др., 1957, 1963). Цель настоящей работы — рассмотрение вопроса о возможности растворения в сжатом углеводородном газе сложных металлоорганических соединений, присутствующих в нефтях и битумах, рассеянных в породе. Объектами исследования послужила нефть из месторождения Хаудаг (Сурхан-Дарьинский район Узбекистана) и битум, извлекаемый из горючего сланца сузакского яруса того же района. Нефть залегаёт в известняках бухарского яруса палеоцена и характеризуется большим удельным весом, высоким содержанием асфальтенов, смол и серы, а также наличием ванадия и никеля. По данным П. Я. Деменковой и др. (1961), хаудагская нефть в среднем содержит асфальтенов 8,5, смол силикагелевых 15,9, серы 3,77, азота 0,25, ванадия 0,01537, никеля 0,00286%.

Исследовался образец густой темно-коричневой нефти. Перед анализом на микрокомпоненты навеску нефти разбавляли хлороформом и фильтровали для удаления механических примесей.

В качестве газового растворителя был использован пропан. Его растворяющая способность по отношению к нефтям и битумам значительно выше, чем у метана, что позволяет работать при более низких давлениях. Зависимость же растворяющей способности этих газов от температуры и давления одинакова. Поэтому все выводы, вытекаю-

щие из опытов с пропаном, будут справедливы и для опытов с метаном (следует только учитывать, что для опытов с метаном необходимы более высокие давления).

Методика определения растворимости нефтей и битумов в сжатых газах уже была описана ранее (Гербер и др., 1963; Жузе и др., 1957, 1963).

С хаудагской нефтью и пропаном было проведено два опыта при температуре 130° и давлениях 300 и 500 ат. Фракции нефти, растворившиеся в газе в этих условиях, в дальнейшем называются конденсатами. Кроме двух полученных конденсатов, исследовался также и остаток, т. е. та часть нефти, которая не растворилась в газе в условиях опыта.

Таблица 1
Содержание золы в исследованных продуктах

Анализируемый продукт	Навеска продукта, г	Содержание золы в продукте, %
Конденсат, полученный при 300 ат	9,0835	0,039
Конденсат, полученный при 500 ат	14,5155	0,090
Остаток	3,698	1,090

Навески исследуемых продуктов и содержание золы в них приведены в табл. 1.

По данным табл. 1 видно, что конденсаты, полученные из нефти, содержат некоторое количество золы, т. е. минеральных компонентов, причем зольность возрастает от конденсата, полученного при $P=300$ ат к конденсату, полученному при $P=500$ ат, а в остатке она составляет 1,09%.

Золы хаудагской нефти, одного из ее конденсатов и остатка были проанализированы на содержание ванадия, никеля и железа.

Результаты анализов приведены в табл. 2 (в пересчете на 100 г исходного вещества).

Из табл. 2 видно, что ванадия и никеля в конденсате содержится меньше, чем в нефти. В остатке же концентрация элементов в четыре раза превышает их концентрацию в нефти. Соотношение ванадия и никеля в конденсате и в остатке сохраняется близким к соотношению этих элементов в нефти. Эти данные свидетельствуют о возможности растворения металлосодержащих компонентов нефти в сжатом углеводородном газе, с сохранением тех же соотношений ванадия и никеля, как и в нефти.

Таблица 2

Состав золы хаудагской нефти, конденсата и остатка, полученных при растворении нефти в пропане

Анализируемый продукт	Содержание золы, %	Содержание элементов, мг/100 г			V/Ni	V/Fe
		V	Ni	Fe		
Нефть	0,08	11,86	2,86	2,38	4,10	5,0
Конденсат при 300 ат и 130°	0,039	4,85	1,08	He опр.	4,5	—
Остаток	1,09	44,04	9,05	»	4,8	—

Кроме того, был исследован битум черного горючего сланца сузакского яруса, залегающего среди морских известковистых глин, содержащих отпечатки рыб и фораминифер. По данным проф. И. И. Аммосова, органический материал сланца представлен следующими петрографическими компонентами гумусовых углей: витринитом (~83%), лейптинитом (~16%), фюзинитом (~1) и небольшим количеством остатков водорослей. Величина отражательной способности витринита (10 558=53%) показывает, что превращение органического материала соответствует началу буроугольной стадии. Сланец содержит большое количество пирита. Химический состав сланца следующий (%):

Зола	CO ₂	Сорг	Битум хлороформ-экстракт	V	Ni
50,14	3,84	33,43	2,0	0,08	0,012

Как видно из приведенных цифр, сланец характеризуется довольно высоким содержанием битума, ванадия и никеля.

Для получения битума сланец обрабатывался также сжатым пропаном при различных давлениях (Гербер, 1963). Один из конденсатов, полученных М. И. Гербер, при этой обработке, был нам любезно предоставлен для анализа.

Результаты анализов хаудагской нефти и ее пропанового экстракта и битума, извлеченного из сузакского сланца хлороформом и пропаном, приводятся в табл. 3.

Здесь дан также анализ нефти месторождения Ляль-Микар, залегающей в алайском ярусе.

Из табл. 3 видно, что в газовый раствор (пропан, $P=300$ ат) переходит целый ряд компонентов, содержащих различные элементы,—кремний, алюминий, железо, ванадий, никель. Нет оснований думать, что извлекаемые элементы ограничиваются перечисленным списком; очевидно, в газовый раствор могут переходить и

Таблица 3

Содержание элементов в нефтях и битумах (мг/100 г нефти или битума)

Анализируемые образцы	Геологический возраст	Si	Al	Fe	V	Ni	V/Ni	V/Fe
Нефть месторождения Ляль-Микар*	Алайский ярус	He опр.	He опр.	He опр.	0,3	2,20	0,14	—
Битум сузакского сланца, экстракция пропаном, $P=300$ ат	Сузакский ярус	5,2	27,7	24,5	0,60	3,2	0,19	0,024
Битум сузакского сланца, экстракция хлороформом	То же	6,2	136,7	341,2	8,1	34,8	0,23	0,02
Нефть месторождения Хаудаг, $P=300$ ат	Бухарский ярус	He опр.	He опр.	2,38	11,86	2,86	4,1	5,0
Конденсат из нефти месторождения Хаудаг, экстракция пропаном, $P=300$ ат	То же	He опр.	He опр.	He опр.	4,84	1,08	4,5	—

* По данным П. Я. Деменковой и др. (1951).

другие элементы. Этот весьма интересный вопрос требует дальнейшего изучения. Существенно отметить, что, как это видно на примере битума сузакского сланца в хаудагской нефти, в пропановый раствор элементы переходят в меньших количествах, чем в хлороформный экстракт, но при этом элементы группы железа в пропановых конденсатах сохраняют те же соотношения, как и в хлороформном экстракте и в сырой нефти. Так, в пропановом конденсате и в хлороформном экстракте из сузакского сланца отношение V/Ni составляет соответственно 0,19 и 0,23, а V/Fe 0,024 и 0,023. В хаудагской нефти отношение V/Ni равно 4,1, в ее пропановом конденсате — 4,5, а отношение V/Fe в нефти достигает 5,0. Эти соотношения в нефти бухарского яруса совершенно нетипичны для третичных нефтей СССР (Гуляева, 1945; Зильфугарлы, 1960; Катченков, 1959).

При сопоставлении состава микроэлементов нефти алайского яруса и битума сузакского сланца, извлеченного пропаном, между ними обнаруживается чрезвычайно большая близость как по абсолютному содержанию элементов V и Ni, так и по их соотношениям, характерным для третичных нефтей СССР. В то же время нефть бухарского яруса и ее пропановый конденсат по составу и соотношениям элементов группы железа резко отличается от алайской нефти и битума сузакского сланца. На этом основании можно заключить, что алайская нефть генетически связана с битумами сузакского сланца и с процессом переноса его битумов в газовой фазе. Нефть бухарского яруса имеет другое происхождение и не имеет отношения к формированию залежей нефти в алайском ярусе. Таким образом, отложения сузакского яруса могут рассматриваться как нефтематеринская толща по отношению только к нефти алайского яруса.

ВЫВОДЫ

1. Впервые показано, что в сжатом пропане при давлении 300—500 ат и температуре 130° растворяются компоненты нефтей и битумов, содержащие кремний, алюминий, железо, ванадий и никель (вероятно, и другие элементы), причем в газовый раствор микроэлементы переходят в меньших количествах, но в тех же соотношениях, в каких они присутствовали в нефти или битуме.

2. Состав и соотношения микроэлементов битумов, извлекаемых из пород сжатым газом (и хлороформом), при сопоставлении его с составом и соотношениями микроэлементов нефтей, является показателем генетических соотношений между нефтями и битумами, т. е. показателем нефтематеринских толщ по отношению к той или иной нефти.

ЛИТЕРАТУРА

- Гербер М. И., Жузе Т. П., Поткова Е. В., Гусарев А. В. Изучение битума, извлеченного из осадочных пород сжатыми углеводородными газами. Сб. Геохимия и гидрохимия нефтяных месторождений. Изд. АН СССР, 1963.
- Гуляева Л. А. Опыт корреляции природных нефтей и битумов Урало-Поволжья по составу их золы. Докл. АН СССР, 48, № 1, 1945.
- Деменкова П. Я., Захаренкова Л. Н., Курбатская А. П., Паутская М. М. Некоторые данные о распространении ванадия, никеля и порфиритов в нефтях Таджикской депрессии Средней Азии. Тр. ВНИГРИ, вып. 174, геохим. сб. № 7, 1961.
- Жузе Т. П., Юшкевич Г. Н. Сжатые углеводородные газы как растворители нефти и нефтяных остатков. Изв. АН СССР. Отд. технич. наук, № 11 и 12, 1957.
- Жузе Т. П., Юшкевич Г. Н., Ушакова Г. С. Общие закономерности поведения газонефтяных систем на больших глубинах. Докл. АН СССР, т. 152, № 3, 1963.
- Зульфугарлы Д. И. Распространение микроэлементов в каустобиолитах, организмах, осадочных породах и пластовых водах. Изд. Азерб. ун-та, 1960.
- Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Гостоптехиздат, 1959.

Институт геологии
и разработки горючих ископаемых
Москва

Дата поступления
21.IX.1964

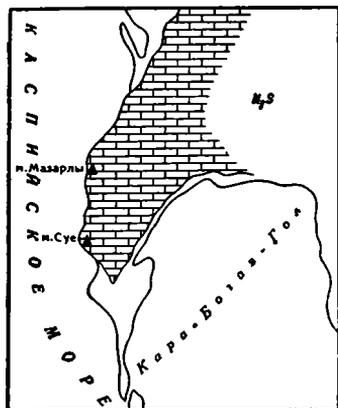
УДК 552+122 : 551.782.13(262.8)

**О ПОДВОДНО-ОПОЛЗНЕВЫХ И ОБВАЛЬНЫХ ТЕКСТУРАХ
САРМАТСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ МАНГЫШЛАКСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ
КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

Ю. М. КЛЕЙНЕР

Первым исследователем Мангышлака Н. И. Андрусовым даны подробные описания литологии неогеновых отложений, обнажающихся на побережье Каспийского моря. Однако он не прошел южнее бухты Киндерли. Между тем именно в этих районах нами при геологической съемке в сарматских известняках была обнаружена своеобразная текстура, которая свидетельствует о происходивших здесь подводно-оползневых явлениях.

Явные следы подводных оползней отмечены южнее мыса Суе в береговом уступе на протяжении 40—50 м (фиг. 1). В этом уступе до 2 м высотой обнажаются среднесарматские фаунистически охарактеризованные факушечные и преимущественно оолитовые белые и светло-желтые слоистые известняки. В одном из пластов оолитовых известняков, заключенном между двумя горизонтально- (вверху)



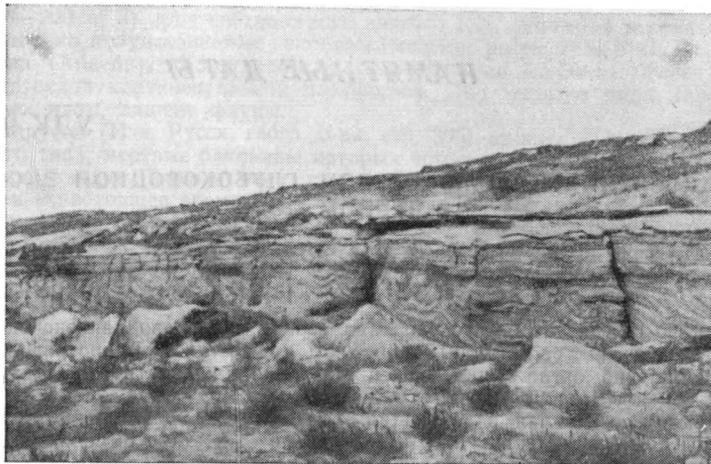
Фиг. 1. Обзорная карта обнажений (показаны треугольниками) сарматских известняков со следами подводно-оползневых явлений

и косослоистыми (внизу) пластами, кося слоистость постепенно, но быстро, на протяжении 1,5—2 м, сменяется чрезвычайно причудливой текстурой, образованной неправильно закрученными, взвихренными и перемьятыми слоями (фиг. 2). На протяжении тех же 1,5—2 м резко возрастает и мощность пласта. Точную цифру увеличения мощности дать невозможно, так как низы оползневого пласта скрыты.

Еще более интересные образования наблюдаются в сарматских отложениях южнее мыса Мазарлы. Здесь в труднодоступном береговом обрыве более 100 м высотой, совершенно отвесном в нижней части, обнажаются слабо наклоненные пласты белых и розоватых известняков и мергелей. Самый нижний пласт видимой мощностью до 2 м

(высота над урезом воды) на протяжении нескольких десятков метров изобилует беспорядочно размещенными глыбами известняка до 1 м в диаметре часто неправильной формы. Местами эти глыбы составляют более 50% объема пласта. Около них в основной породе иногда наблюдаются складочки смятия. Вероятно, здесь оползание сопровождалось обвальными явлениями. Как в глыбах, так и в «материнских» известняках по всему разрезу встречаются остатки раковин, среди которых Л. А. Невеской определены следующие руководящие формы среднего сармата:

Mastra vitaliana fabreana Orb., *Cardium fittoni fittoni* Orb.



Фиг. 2. Подводно-оползневая текстура сарматских известняков южнее мыса Суе

Интересно отметить, что такой своеобразный характер отложений послужил причиной образования в них волнообразных ниш и пещер причудливой формы, выбиваемых волнами в несколько менее плотной породе, содержащей указанные глыбы.

На Устюрте и Южно-Мангышлакском плато, бронированных хорошо обнаженными сарматскими известняками, нигде более не наблюдается следов подводно-оползневых явлений. Обращает на себя внимание и то, что в прибрежной полосе они встречаются лишь на участках, заметно выдвинутых в сторону каспийской котловины. Вероятно, где-то на линии этих мысов проходит тектонический перегиб, оконтуривающий в восточной части среднего Каспия Каспийскую котловину, следствием чего является заметное увеличение углов падения сарматских отложений (углы их падения обычно не превышают 1°). Заметное увеличение крутизны падения в прибрежной зоне бурением устанавливается вполне достоверно. Не исключена, вероятно, возможность, что склон Каспийской котловины на рассматриваемом участке осложнен глубинным разломом, движения по которому в среднесарматское время и привели к обвалу и оползанию пропитанных водой осадков. Усиление тектонических движений по борту котловины в этой зоне должно было иметь место в это время, чтобы привести к проявлению отмеченных процессов.

Всесоюзный аэрологический трест
Москва

Дата поступления
8.XII.1964

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

УДК 910.4(262.5)

К СЕМИДЕСЯТИПЯТИЛЕТИЮ ПЕРВОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ В ЧЕРНОМ МОРЕ

П. В. ФЕДОРОВ

Летом 1890 г. в Черном море работала первая глубоководная экспедиция, организованная Русским географическим обществом совместно с Гидрографическим управлением. Инициатива организации экспедиции принадлежала Н. И. Андрусову, тогда 29-летнему доценту Новороссийского университета.

Экспедицию возглавлял заведующий отделом морской метеорологии Главного гидрографического управления И. Б. Шпиндлер, в ее составе были известный гидролог Ф. Ф. Врангель и молодой еще геолог Н. И. Андрусов.

Морским министерством была выделена канонерская лодка «Черноморец», оказавшаяся хорошим мореходным кораблем, быстро приспособленным для научных исследований.

«Вместо грозных 6-дюймовых орудий, расставились вышки с линиями, драги, тралы и другие принадлежности глубоководной экспедиции» (отчет Ф. Ф. Врангеля; Изв. Русск. геогр. о-ва, стр. 382). Научное оборудование по тем временам было вполне удовлетворительным. Большинство приборов и приспособлений для биологических и геологических исследований было изготовлено в Одессе по указаниям и под наблюдением Н. И. Андрусова.

Для глубоководных наблюдений экспедиция располагала лотом Томсона, который брал пробы грунта, батометрами системы Мейера, набором термометров, а также драгами и тралами.

«Черноморец» вышел из Одессы 15 июня 1890 г. и возвратился обратно спустя 26 дней — 11 июля.

За это время было пройдено более 2500 морских миль, несколько раз пересечена глубоководная часть Черного моря, сделано 60 полных промерных станций и 13 драгировок дна.

Несмотря на кратковременность наблюдений и слабую техническую оснащенность, экспедиция собрала чрезвычайно интересные сведения и внесла крупный вклад в отечественную и мировую науку.

Спустя почти 15 лет после известной английской кругосветной океанографической экспедиции «Челленджера» (Challenger, 1873—1876), изучение внутреннего моря со значительными глубинами представляло большой интерес. Следует отметить, что сведения о геологическом строении и рельефе Черноморской впадины в то время были весьма скудными. Это же можно сказать и о гидрологической и гидробиологической характеристиках моря.

Однако экспедиция «Черноморца» не подтвердила ряда смелых предположений ученых, как, например, идею Н. И. Андрусова о существовании подводного меридионального вала на дне Черного моря, а также некоторые гидробиологические вопросы.

В своем отчете Н. И. Андрусов (Изв. Русск. геогр. о-ва, стр. 407) писал: «...Если результаты, добытые мной на «Черноморце», и не оправдали во многом моих ожиданий, то они тем не менее были поразительно своею неожиданностью. Самым важным из них я считаю факт нахождения на дне Черного моря полускопаемых раковин *Dreissena*, *Cardium*, *Micromelania*, проливающих свет на недавнее прошлое Понта». Действительно, наличие раковин солоноватоводных моллюсков каспийского типа на дне Черного моря было совершенно неожиданным. Столь же неожиданным явилось и обнаружение сероводородного заражения морской воды на глубине более 200 м.

Находки раковин каспийского типа были сделаны Н. И. Андрусовым при драгировках дна у входа в Босфор на глубине 367 сажен (около 670 м), у мыса Меганом (Восточный Крым) на глубине 240 сажен (около 450 м), восточнее Синопа на глубине 387 сажен (около 700 м), между Варной и Севастополем на глубинах около 100 сажен (около 180—190 м).

В результате драгировок и отчасти данных глубоководных станций, Н. И. Андрусовым было установлено наличие на дне Черного моря определенных фациальных зон, окружающих глубоководную часть моря: 1) прибрежная зона до глубин 50—60 м; 2) зона модиолового синеватого ила с фауной моллюсков (*Modiola phaseolina*, *Scrobicularia alba*, *Mytilus edulus*, *Cerithiolium* и др.) занимает полосу шельфа глубиной от 50—60 до 180—200 м; 3) зона светло-серого вязкого ила, лишенная живых организмов, содержащая только полуископаемые раковины *Dreissena polymorpha* Pall., *Dr. Rostiformis* Desh., *Cardium* (*Adacna*), *Micromelania*, расположена на глубинах более 180—200 м. Она занимает склон континентальной платформы. Дно Черного моря, покрытое темным синеватым илом, лишено фауны.

Н. И. Андрусов (Изв. Русск. геогр. о-ва, стр. 395) пришел к выводу, что моллюски каспийского типа, мертвые раковины которых сейчас встречаются глубже 180—200 м, «...жили прежде на дне Черного моря, незадолго перед наступлением в нем современных условий и в настоящее время представляют лишь памятники прежнего его состояния». В то время Н. И. Андрусов считал, что эти следы солоноватоводного бассейна относятся к последнему этапу неогеново-постлелетичной истории Черного моря, после которого произошло первое вторжение средиземноморских вод и установление современного гидрологического режима, так как обнаруженные им еще в 1882—1883 г. (Андрусов, 1884) на Керченском п-ове морские, постлелетичные отложения (тирренские) еще не были увязаны им со стратиграфической шкалой плейстоцена Черного моря.

Вторым важным открытием экспедиции «Черноморца», которым мы обязаны также Н. И. Андрусову, было обнаружение сероводородного заражения вод Черного моря, верхняя граница которого приурочена примерно к глубинам около 200 м.

Образование сероводорода Н. И. Андрусов связывал с двумя основными причинами: с гниением солоноватоводных организмов в результате недавнего осолонения моря и со слабой вертикальной циркуляцией его вод. Эти представления разделял и Ф. Ф. Врангель. Отсутствие жизни в глубоководной части моря приводит к тому, что «дождь трупов», падающий на дно из верхних слоев воды, не поедается донными организмами, а разлагается и представляет собой новый источник сероводородного заражения.

Однако Н. Д. Зелинский (1893) считал, что образование сероводорода в глубинных слоях вод Черного моря связано с восстановлением сульфатов воды десульфлирующими бактериями. И хотя это мнение было подтверждено последующими исследователями (П. Данильченко и Н. Чигарин, А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов), образование сероводорода за счет разложения белковых веществ также происходит в Черном море, а открытие, сделанное экспедицией «Черноморца» в конце прошлого столетия, остается крупным вкладом в отечественную науку.

Кроме этого, экспедицией были сделаны существенные открытия в изучении современной фауны Черного моря. Так, Н. И. Андрусовым впервые были обнаружены пеннатулиды, мелкие голотурии и морские звезды.

Таковы основные результаты первой глубоководной экспедиции в Черном море.

Позднее как самим Н. И. Андрусовым, так особенно А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938) было показано, что мертвые раковины каспийских моллюсков, залегающие на дне моря, относятся к эпохе новозвксинского бассейна, представлявшего собой проточное озеро-море с соленостью, близкой к солености северной части современного Каспийского моря. Этот бассейн располагался внутри контуров Черного моря, а его уровень был почти на 60 м ниже уровня океана, затем произошла послеледниковая Черноморская трансгрессия, развивавшаяся в несколько фаз. Следы ее и были обнаружены Н. И. Андрусовым в виде зоны модиолового ила с *Modiola phaseolina*, *Scrobicularia alba* и др.

Много нового в познание глубин Черного моря уже после Великой Отечественной войны было внесено исследованиями Института океанологии АН СССР (С. В. Бруевичем по донным осадкам, Гончаровым по рельефу дна, Л. А. Невеской и Е. Н. Невеским по изучению прибрежных отложений), а также многими другими учреждениями и отдельными учеными.

Но несмотря на то, что новые материалы позволили иначе взглянуть на геологическую историю Черного моря и по-новому интерпретировать данные, полученные Н. И. Андрусовым, сейчас, спустя 75 лет после плавания «Черноморца» и работ на нем выдающихся русских ученых-моряков и военных моряков Черноморского флота, мы высоко оцениваем тот вклад, который они сделали в науку, имея в своем распоряжении лишь неиссякаемую энергию, разносторонние способности, преданность отечественной науке, мужество и в меньшей степени технические средства.

Необходимо отметить, что бурное развитие нашей науки и народного хозяйства требует гораздо более детального и углубленного изучения дна наших:

внутренних морей — Каспийского и особенно Черного, так как те сведения, которыми мы сейчас располагаем, еще далеко не достаточны для детальной реконструкции его новейшей геологической истории. Только изучение длинных колонок морских грунтов со дня моря и буровых материалов на мелководьях, в сочетании с анализом прибрежных отложений и морских террас позволят создать детальную и надежно обоснованную стратиграфию плейстоцена Черного моря, увязав ее с соответствующими отложениями Средиземного моря.

Поэтому и сейчас не утратила своего актуального значения идея Н. И. Андрусова, высказанная им еще в 1890 г., о крайней необходимости дальнейшего развития глубоководных исследований в Черном море и особенно стратификации его донных осадков.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Геологические исследования на Керченском п-ове. Зап. Новорос. об-ва естествоиспыт., т. 9, вып. 2, 1884.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР, 1938.
- Изв. Русского географического общества, т. 26, вып. 2 (5), 1890.
- Зелинский Н. О сероводородном брожении в Черном море и одесских лиманах. Ж. Русск. физ.-хим. о-ва, т. 25, 1893.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
31.III.1965

ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

на 1966 год

ЖУРНАЛЫ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИМ НАУКАМ

Название журнала	К-во номеров в год	Подписная цена (годовая)
Геология рудных месторождений	6	7 р. 20 к.
Геотектоника	6	7 р. 20 к.
Записки Всесоюзного минералогического общества	6	7 р. 20 к.
Известия Академии наук СССР Серия географическая	6	9 руб.
Известия Академии наук СССР Серия геологическая	12	18 руб.
Известия Всесоюзного географического общества	6	5 р. 40 к.
Литология и полезные ископаемые	6	7 р. 50 к.
Океанология	6	9 руб.

Подробные сведения о журналах издательства «Наука» и условиях подписки на них публикуются в каталогах «Академкниги» и «Союзпечати».

**ВРЕМЯ ОТКРЫТИЯ ПОДПИСКИ БУДЕТ ОБЪЯВЛЕНО
В ГАЗЕТАХ И ПО РАДИО**

«АКАДЕМКНИГА»



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»