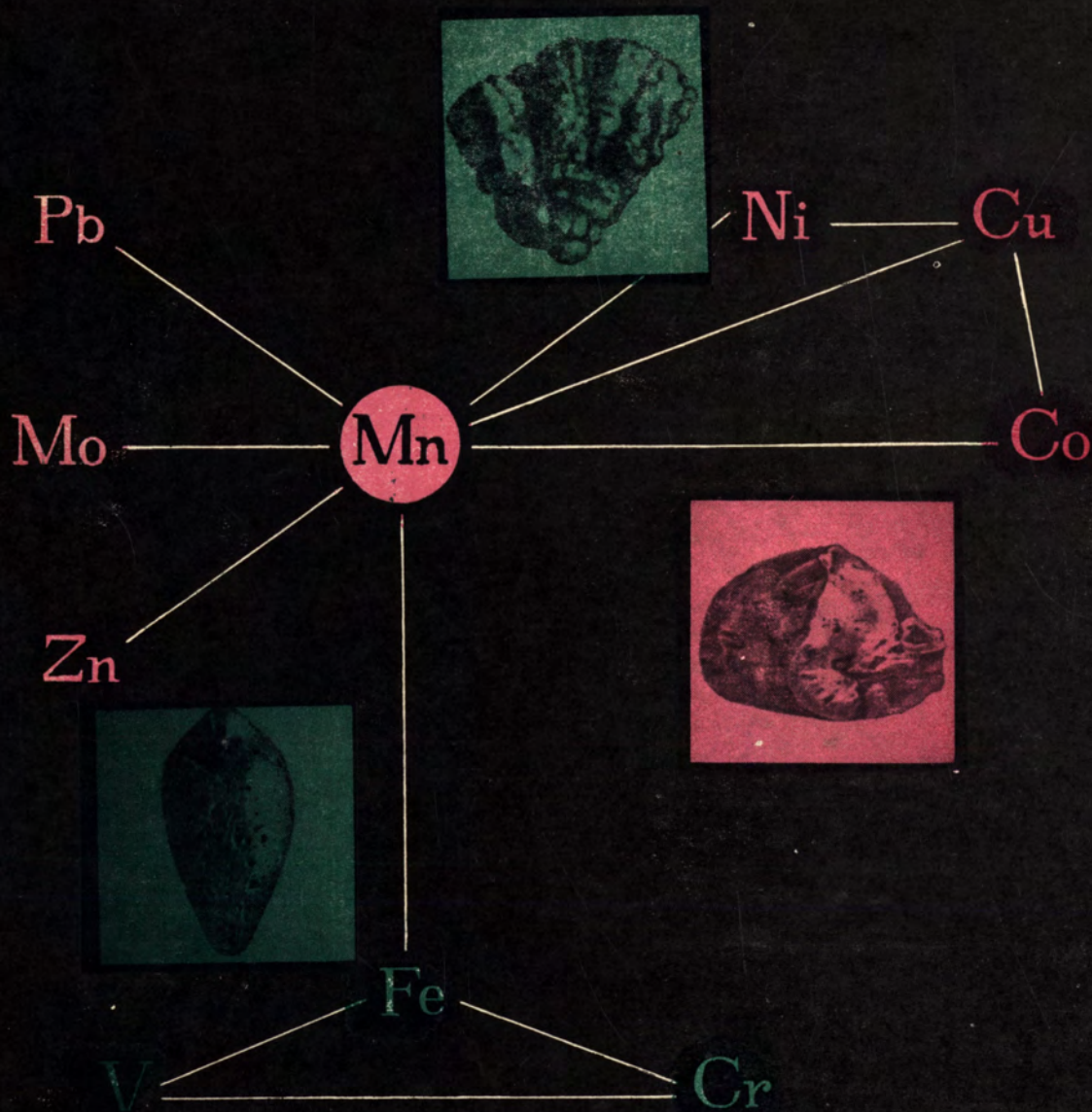


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ГЕОХИМИЯ
ОСАДОЧНОГО
МАРГАНЦОВОРУДНОГО
ПРОЦЕССА**



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

N. M. STRAKHOV, L. E. SHTERENBERG,
V. V. KALINENKO, E. S. TIKHOMIROVA

GEOCHEMISTRY
OF A SEDIMENTARY
MANGANESE ORE-FORMING
PROCESS

Transactions, vol. 185

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow · 1968

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н. М. СТРАХОВ, Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ,
В. В. КАЛИНЕНКО, Е. С. ТИХОМИРОВА

ГЕОХИМИЯ
ОСАДОЧНОГО
МАРГАНЦОВОРУДНОГО
ПРОЦЕССА

Труды, вып. 185

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва • 1968

Геохимия осадочного марганцеворудного процесса.

Стрехов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С.

Монография содержит основы теории осадочного марганцеворудного процесса, протекавшего в послерифейское время. Анализируется накопление марганца и сопровождающих его элементов в современных озерах, морях и океанах. Даны сравнительно-геохимический и стадийный анализы олигоценовых руд юга СССР (Никополь, Чиатуры, Лаба, Мангышлак) на фоне седиментации олигоценового бассейна в целом. На палеозойских месторождениях вулканогенно-осадочного типа изучается распределение Mn, Fe, P, SiO₂, V, Cr, Co, Ni, Cu, W, Mo, Pb, Zn, Ga, Ge.

В целом в работе последовательно прослеживаются разные типы марганцеворудного процесса от современного геологического момента до конца рифейского времени, впервые показывается его многообразие и сложность. Таблиц 155. Библ. 261 назв. Иллюстраций 191.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),
К. И. КУЗНЕЦОВА, академик *В. В. МЕННЕР*, *П. П. ТИМОФЕЕВ*

Ответственный редактор

М. А. РАТЕЕВ

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. PEIVE* (Editor-in-chief),
K. I. KUZNETSOVA,
Academician *V. V. MANNER*, *P. P. TIMOFEEV*

Responsible editor

M. A. RATEEV

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию читателей монография имеет в виду разработку главнейших вопросов геохимии осадочного марганцеворудного процесса.

В основу работы положены три методических принципа.

Первым является принцип фашиально-геохимический; он требует, чтобы изучение марганцевых руд базировалось на объектах, возникших в достаточно разнообразных фашиальных и историко-геологических условиях. Второй принцип — сравнительно-геохимический — заключается в исследовании руд на фоне геохимии рудообразующего бассейна в целом, а не в отрыве от нее. Третий принцип — это комплексный подход к изучению руды: исследуется геохимия не только одного рудообразующего элемента, в данном случае марганца, но и ряда постоянно сопутствующих ему микроэлементов, что открывает новые возможности для раскрытия механизма рудообразующего процесса. Сочетание трех указанных принципов и определяет, как мне кажется, специфику собственно геохимического исследования осадочного рудообразования по сравнению с обычным рудно-геологическим.

Монография базируется на сравнительном анализе трех групп рудных объектов: 1) современных озерных, морских и океанических накоплений марганца; 2) олигоценовых руд юга СССР, в частности Южно-Украинского, Чигатурского, Мангышлакского и Лабинского месторождений; 3) семи палеозойских и мезозойских месторождений достоверно вулканогенно-осадочного генезиса. Во всех этих объектах, вместе взятых, сконцентрирована подавляющая масса послерифейского рудного марганца, и потому можно надеяться, что исследование их раскроет действительно основные черты осадочного марганцеворудного процесса и его типы в послерифейские времена.

На всех изучаемых объектах велись определения Mn, Fe, P, C_{орг}, CO₂, V, Cr, Co, Ni, Cu, W, Mo, Pb, Zn, Ga, Ge; на некоторых еще и Ba. Из этих элементов Zn определялся полярографически, Pb — количественным спектральным методом, все остальные — количественными химическими методами.

Каменный материал по озерным рудам был частично собран Л. Е. Штеренбергом, частично получен от Н. И. Семеновича и Е. И. Соколовой. Ограниченное количество образцов по конкрециям Белого моря было предоставлено Е. Н. Невеским, по Рижскому заливу и Карскому морю — Т. И. Горшковой. Всем названным лицам авторы выражают свою искреннюю признательность.

Олигоценовые руды исследовались на большом каменном материале, собранном авторами монографии. При этом чистурские руды изучались Л. Е. Штеренбергом, лабинские — В. В. Калининко, мангышлакские — Е. С. Тихомировой, южноукраинские — И. М. Варенцовым до начала 1965 г., когда он вышел из состава коллектива; заканчивать работы и подготавливать материал к монографии в этой части пришлось в значительной мере Л. Е. Штеренбергу и О. А. Дворецкой. Сравнительно-геохимический анализ всех данных, а также стадийный анализ олигоценового рудообразования был сделан первым автором этой монографии.

Материал по вулканогенно-осадочным рудам предоставлен В. В. Калининным, Е. А. Соколовой, А. А. Гавриловым, А. Т. Сусловым, за что авторы также выражают им свою глубокую благодарность.

Все химические определения малых элементов сделаны в химической лаборатории ГИН АН СССР аналитиками Е. С. Базилевской, И. В. Беловой, А. И. Гусаревой, Л. Ф. Ивановой, Г. И. Карасевой, И. Л. Нестеровой, М. Г. Семеновой, Е. В. Черкасовой, И. В. Шумихиной под общим руководством Э. С. Залманзон.

С искренней признательностью авторы отмечают помощь К. Б. Соколовой, выполнившей большую работу по технической подготовке монографии.

При выполнении работы авторы стремились прежде всего и больше всего выявить и чисто фактически подробно охарактеризовать типы осадочного марганцеворудного процесса как в современный момент, так и в древние послерифейские времена, а также связать эти типы с особенностями той среды, в которой они реализовались. В некоторых случаях были сделаны попытки применить к истолкованию эмпирически установленных закономерностей и физико-химические данные, однако углубление в эту область было сознательно ограничено. Создание развернутой физико-химической теории марганцеворудного процесса — дело будущего, для которого настоящее исследование является необходимой ступенью.

Н. Страхов

Часть I

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС СОВРЕМЕННЫХ НАКОПЛЕНИЙ МАРГАНЦА

Глава I

НАКОПЛЕНИЯ МАРГАНЦА В оз. ПУННУС-ЯРВИ И ДРУГИХ ОЗЕРАХ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Изучение механизма возникновения высоких концентраций марганца целесообразно начать с течения этого процесса в озерных водоемах.

Классическим объектом в этом отношении являются рудные озера Балтийского щита, а среди них оз. Пуннус-Ярви, в осадках которого концентрации марганца значительны.

Этому озеру посвящен ряд работ. Лимнологические особенности его довольно подробно описаны Н. И. Семеновичем (1958), который дал также общую характеристику осадков и карту их распределения. Процессы выветривания пород на водосборах исследовались К. В. Веригиной (1950) под руководством А. А. Завалишина (1951). Физико-химические условия в илах выяснены в очень интересной статье Е. И. Соколовой (1961). Некоторые данные о минералогическом составе руд опубликованы Б. П. Кротовым (1950 а, б).

Несмотря на эти работы, все же в познании осадконакопления оз. Пуннус-Ярви, с точки зрения геохимии, оставался ряд крупных пробелов, которые следовало заполнить для того, чтобы получить достаточно полное и обоснованное представление о рудном процессе в этом озере. И прежде всего, конечно, нужно было составить карты распределения Fe, Mn, $С_{орг}$ и CO_2 в осадках. Существенно было изучить формы железа в качестве показателя процессов, протекающих в илах, а также состав иловой воды хотя бы на Fe, Mn, P, SiO_2 . Следовало уточнить минералогические формы марганца в рудах. И, наконец, надо было определить хотя бы в ограниченном числе проб руды и вмещающих осадков V, Cr, Co, Ni, Cu, Mo, W, Pb, Zn, Ga и Ge, историю которых мы будем прослеживать затем во всех фациально-генетических типах марганцеворудных накоплений.

Решение этих вопросов стало возможным благодаря двукратным поездкам Л. Е. Штеренберга на озеро, а также изучению большого каменного материала по рудам и осадкам озера, полученного от Н. И. Семеновича и Е. И. Соколовой. После обработки этого материала и учета имеющихся в литературе данных геохимии рудного процесса в озере раскрылась с достаточной определенностью.

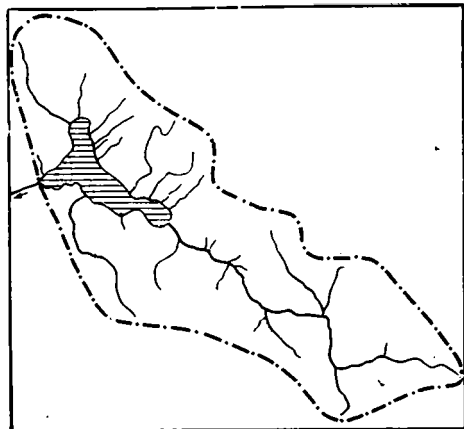
1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА оз. ПУННУС-ЯРВИ. ПИТАНИЕ ЕГО ЖЕЛЕЗОМ И МАРГАНЦЕМ

Оз. Пуннус-Ярви расположено в западной низменной части Карельского перешейка.

Его водосборная площадь B (фиг. 1) составляет (по Н. И. Семеновичу, 1958) $178,1 \text{ км}^2$, акватория же самого озера (L) всего $8,98 \text{ км}^2$, стало быть,

$B : L$ около 20. Озеро имеет длину 6,9 км; его средняя ширина 1,3 км, максимальная — 2,8 км; средняя глубина 7 м, максимальная — 13 м.

Озерная котловина оз. Пуннус-Ярви представляет собой плоскодонную впадину с крутыми стенками. Литораль на подавляющей части котловины



Фиг. 1. Озеро Пуннус-Ярви и его водосборная площадь (по Н. И. Семеновичу, 1958)

очень узкая и только на северо-западе резко расширяется и приобретает пологий уклон. Озеро — проточное; его питают в основном р. Суантака-Йоки, впадающая у юго-восточного конца водоема, и 24 ручья, одиннадцать из которых представляют собой небольшие ручейки, стекающие из болот первой террасы. Водный баланс озера для августа выглядит так (табл. 1).

Объем воды, поступившей в августе, составлял 4% водной массы озера. Если допустить, что в другие месяцы приток был равен августовскому, то объем годовичного поступления составил бы половину объема озера (точнее, 48%). Эта величина указывает на большую степень водообменности оз. Пуннус-Ярви.

Озерная вода отличается чрезвычайно слабой общей минерализацией, приближаясь к дистиллированной. Так, содержание Са колеблется от 7 до 9,1 мг/л; Mg 1,9—2,4 мг/л; HCO_3^- 25—29 мг/л; SO_4^{2-} 10,5—16,5 мг/л; Cl 1,3—4,7 мг/л. Содержание кремнезема варьирует от 3 до 8 мг/л. Количество растворенного органического вещества невелико, и по этому показателю озеро Пуннус-Ярви относится к числу олигогумозных; окисляемость воды колеблется от 4,5 до 10,8 мг/л O_2 .

Таблица 1

Водный баланс озера Пуннус-Ярви для августа
(по Н. И. Семеновичу, 1958)

Компоненты водного питания	Количество воды, притекшей в озеро за август, м ³	% от общей величины
Река Суантака-Йоки	1 540 512	60,1
Притоки с постоянным руслом	227 664	8,9
Поверхностный нерусловый сток и грунтовые воды . .	794 844	31,0
Итого	2 563 020	100,0

Корытообразная форма озера способствует сильному ветровому перемешиванию водной массы, поэтому стратификация ее в период летней и зимней стагнаций проявляется очень слабо. Важно отметить, что содержание O_2 в воде всегда значительно, и даже в придонном слое степень насыщения им обычно не ниже 60—80%, только в глубокой части озера в конце зимы количество O_2 в придонном слое изредка падает до 1,92 мг/л, а степень насыщения им — до 30%. Таким образом, водная масса оз. Пуннус-Ярви круглый год отличается отчетливо выраженными окисли-

тельными свойствами. В связи с этим значения Eh в наддонной воде высокие (от +550 до +400 мв), только в наиболее глубоких участках озера, сложенных илом, в придонных слоях они несколько понижены.

На поверхности озера вода в летнее время слабощелочная (рН = 7,2—7,4); в направлении ко дну рН падает до 6,8—7,1. Но зимой, при дефиците кислорода и заметном увеличении CO₂, рН у дна понижалось до 6,3—6,5.

Охарактеризованные физико-химические особенности воды оз. Пуннус-Ярви определили общее содержание в ней Fe и Mn. Многочисленные определения на многих профилях зимой и летом показали, что во всей массе воды железо находится на уровне от следов до 0,1 мг/л, и только в самом придонном слое воды в период летней и зимней стагнаций концентрация железа поднимается до 0,9—1,82 мг/л. Количество марганца колеблется от 0 до 0,23 мг/л.

Чрезвычайный интерес представляет вопрос о питании озера железом и марганцем. Мобилизация их происходит в подзолистых почвах и на заболоченных пространствах водосбора.

Воды слабо заторфованных подзолов с гумусово-железистыми иллювиальными горизонтами содержат, по А. А. Завалишину (1951), как правило, не свыше 3—4 мг/л Fe, причем оно находится обычно не в минеральной форме, а в составе железоорганических соединений. Минеральное Fe²⁺ появляется лишь временно, весной и ранним летом. В водах сфагноторфяных почв двухвалентного железа содержится обычно 2—5 мг/л, иногда до 10—15 мг/л; железа в железоорганических соединениях — до 5 мг/л.

Воды ключевых болот резко выделяются повышенными содержаниями Fe²⁺ и Mn²⁺ (табл. 2).

Таблица 2

Состав почвенных растворов окраины ключевого болота, расположенного на 20-метровой террасе

№ разреза и дата взятия пробы	Глубина взятия пробы, м	рН	Содержание, мг/л			Mn : Fe
			Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	
13 25/VI	0—10	3,95	2171,6	Нет	131,5	0,062
	20—30	2,97	1001,0	»	10,9	0,010
	50—60	2,74	462,0	»	13,8	0,030
	90—100	2,98	505,0	»	55,8	0,110
	Среднее		1045	Нет	53,0	0,053
13 30/VIII	0—10	2,54	16,0	28,07	25,1	0,570
	20—30	2,88	24,7	41,0	5,0	0,081
	50—60	3,00	32,3	37,7	1,6	0,023
	90—100	4,92	97,0	38,6	3,6	0,027
	Среднее		42,8	36,4	8,8	0,175

Концентрации Fe и Mn в почвенных водах края ключевого болота резко варьируют на ближайших расстояниях по вертикали, а также во времени, но в целом они достаточно высоки. Весной и в начале лета двухвалентное железо является главным компонентом почвенного раствора, но потом

почти совсем исчезает из него, окисляясь и переходя в твердую фазу почвы. Концентрация марганца также сильно уменьшается, но он не аккумулируется в почвенном профиле, а вследствие своей большей геохимической устойчивости мигрирует в пониженные элементы рельефа и обогащает грунтовые воды.

Представление о содержании Fe^{2+} и Mn^{2+} в этих водах дает табл. 3.

Таблица 3

Содержание (в мг/л) Fe и Mn в грунтовых водах

№ скважины	Глубина взятия воды, м	pH	Сухой остаток	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Mn : Fe
5	1,50	6,2	—	0,09	Нет	—
5	5,55	—	110	0,77	»	—
5	6,55	5,9	136	3,65	»	—
5	11,50	—	234	3,25	»	—
1	0,43	6,7	144	3,00	»	—
2	0,52	5,0	758	103,2	»	—
2	0,65	6,7	112	2,64	»	—
3	1,50	4,7	502	78,80	0,33	0,004
6	2,15	6,8	12,12	30,10	30,80	1,0

Наиболее высоко в рельефе, в месте прислонения 20-метровой террасы к склону, расположена скв. 5. Сква. 1 заложена в верхней части террасы, на 10 м ниже пятой скважины; скв. 2 — в 300 м от первой и на 1,5—2 м ниже нее; скв. 3 — на самом краю террасы, над крутой нижней частью склона; скв. 6 — в долине у подножия склона. Во всех скважинах вскрыт один и тот же горизонт грунтовых вод. Содержание Fe^{2+} и Mn^{2+} в водах различное.

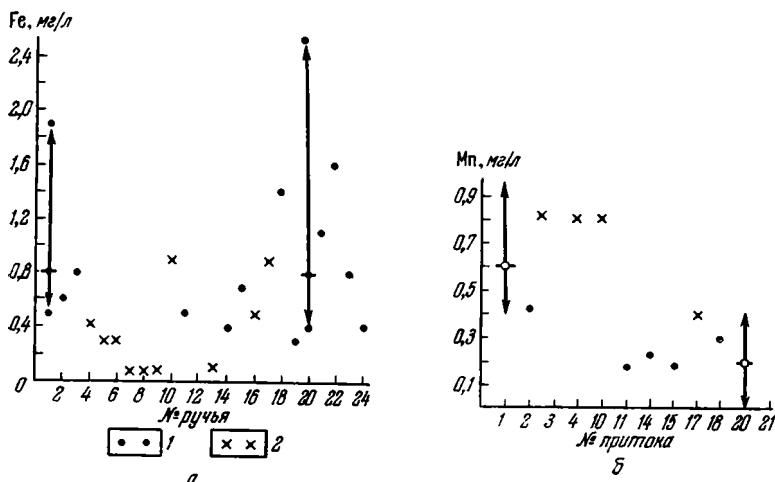
В верхней части террасы железа в грунтовой воде мало, марганец отсутствует. В нижней ее части содержание железа резко возрастает, является в большом количестве и марганец.

Почвенные воды болот и подзолов и грунтовые воды вскрываются долинами ручьев и рек, и дальше железо и марганец мигрируют уже в речных водотоках, изменяя при этом свои концентрации.

Среднегодовое содержание растворимого Fe в ручьях и речках составляло 0,8 мг/л, причем амплитуда колебаний была достаточно велика (фиг. 2). В р. Суантака-Йоки и ручье № 20, где велись регулярные наблюдения, количество железа варьировало в весенне-летнее время от 0,5 до 2,5 мг/л. Помимо раствора, значительная масса железа транспортировалась еще в виде взвеси «ржавца»; масса последнего составляла 88—402% растворенного железа. Содержание марганца в водных артериях было заметно меньше. В воде болотистых притоков и в р. Суантака-Йоки марганца в сентябре (15/IX) было 0,85 мг/л, а в марте (14/III 1948 г.) 0,81 мг/л. В болотистых притоках № 4 и 10 и в ручейке, фильтрующемся через береговой вал, содержание Mn^{2+} было равно 0,70 мг/л, в остальных притоках оно было значительно ниже и колебалось от 0 до 0,43 мг/л.

Нельзя не обратить внимания на то, что содержания Fe и Mn в поверхностных водотоках обычно гораздо ниже их концентраций в почвенных растворах и грунтовых водах. Причина заключается в том, что, попадая в богатую кислородом воду, Fe^{2+} и Mn^{2+} почвенных растворов и грунтовых вод быстро окисляются и садятся на дно водотоков, которое часто бывает покрыто ржавой пленкой. В ручьях и реках водосбора оз. Пуннус-Ярви эта донная концентрация Fe и Mn не достигает существенных величин и

не образует рудных накоплений. Но в пределах Балтийского щита имеются случаи, когда на речном дне формируются настоящие руды. Один такой случай впервые в 1882 г. был описан М. И. Хирьяковым и подтвержден позже, в 1915 г., М. Е. Едемским. В русле р. Выг, начинающейся у горных источников и озер Ишко и Гевшозеро и впадающей в оз. Выг, на всем ее протяжении (150 км) дно покрыто рудной коркой толщиной до 15—30 см. По анализу М. И. Хирьякова, руда содержит Fe 17,7% и Mn 12,16%; Mn : Fe = 0,62.



Фиг. 2. Содержание железа и марганца в воде притоков оз. Пуннус-Ярви (по Н. И. Семеновичу, 1958)

а — железо; б — марганец; 1 — притоки с постоянным руслом и стоком;
 2 — притоки с короткими руслами, вытекающие из болот

Итак, в пределах миниатюрного бассейна оз. Пуннус-Ярви, общей площадью всего 178,1 км², мы можем наблюдать, как Fe и Mn, энергично мобилизующиеся в почвах, особенно болотного типа, и в грунтовых водах, поступают затем в речную (ручьевую) систему и здесь частично осаждаются, задерживаясь в пределах долин; до конечного водоема стока растворы железа и марганца доходят лишь в относительно невысоких концентрациях. По подсчетам гидрогеологов, общая масса железа, ежегодно поступающего в оз. Пуннус-Ярви, составляет 100 т, марганца — 85 т. Эти подсчеты, впрочем, не внушают большого доверия.

2. ОСАДКИ оз. ПУННУС-ЯРВИ, ВМЕЩАЮЩИЕ И ЗАМЕЩАЮЩИЕ РУДЫ

Озеро Пуннус-Ярви молодое, послеледниковое. Несмотря на это, отложения его по вертикали неоднородны, что позволяет различать три горизонта. Наверху, в прибрежной зоне озера, отлагаются пески, которые в центральной части водоема сменяются темными жидкими зеленовато-серыми илами. Мощность этого собственно современного горизонта колеблется от десятков сантиметров до немногих метров, но на некоторых участках, главным образом крутого склона, илы отсутствуют, может быть, из-за оплывания (?). Современные отложения подстилаются более плотной серой глиной, которую можно выделить лишь в более глубоководной части озера. Еще ниже располагается типичная светло-серая, с голубым оттенком ленточная глина. Обычно границы горизонтов четкие, ясные, но в ряде случаев между современными и послеледниковыми осадками наблюдается постепенный переход.

Распределение в плане разных типов собственно современных отложений в общем представляется простым (фиг. 3).

Пески локализованы в прибрежной зоне и наиболее распространены у северо-восточного берега. Они занимают глубины не более 2—4 м и отличаются большой пестротой гранулометрического состава: от грубозернистых, с заметной примесью гравия и мелких валунов, до отсортированных тонких песков, по размерам частиц приближающихся к алевритам (табл. 4).

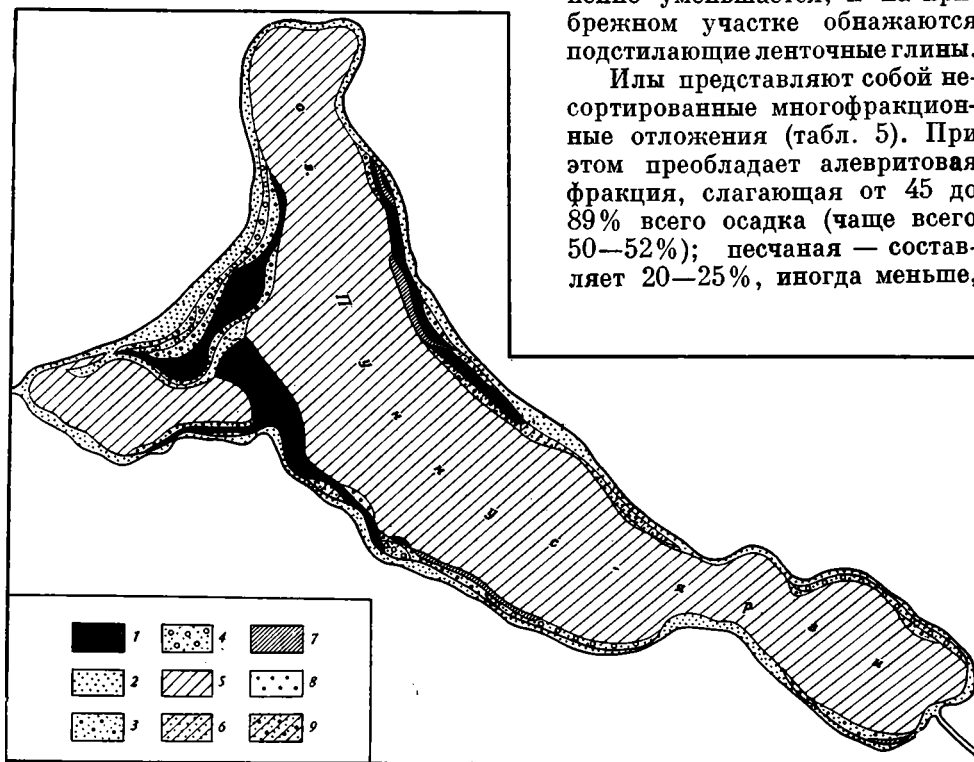
Таблица 4

Механический состав (в %) песков
(по Н. И. Семеновичу, 1958)

Песок	Фракция, мм								
	> 7	7—5	5—3	3—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	< 0,1
Крупный с гравием	9	5	12	15	24	12	16	7	Нет
Среднезернистый	—	—	—	—	—	7	70	23	»

Илы занимают глубины дна свыше 4 м, но в заливах накапливаются и на более мелких участках. Мощность их колеблется обычно от 3 до 6,5 м, причем наименьшей мощностью отличается участок, непосредственно прилегающий к устью р. Суантака-Йоки. В заливе Пуннус-Йоки мощность иловых отложений не превышает 1 м. В заливе Паска-Лахти у восточного берега мощность илов равна 1,5 м, к западному же — иловый слой постепенно уменьшается, и на прибрежном участке обнажаются подстилающие ленточные глины.

Илы представляют собой несортированные многофракционные отложения (табл. 5). При этом преобладает алевритовая фракция, слагающая от 45 до 89% всего осадка (чаще всего 50—52%); песчаная — составляет 20—25%, иногда меньше,



Фиг. 3. Распределение типов осадков в оз. Пуннус-Ярви (по Н. И. Семеновичу, 1958)
1 — руда; 2 — песок; 3 — руда с песком; 4 — оруденевший песок; 5 — ил; 6 — илистый песок; 7 — серая глина; 8 — песок с камнями; 9 — илистый песок с рудой

Механический состав (в %) илов
(по Н. И. Семеновичу, 1958)

Место взятия образца	Фракция, мм							% алевритовой фракции
	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	
Станция 6, глубина 11 м, верх колонки	4,47	16,00	31,53	29,00	10,38	2,00	6,62	60,53
Ст. 7, глубина 10,2 м, там же	9,26	20,00	21,54	26,85	12,65	3,12	6,58	48,39
Там же, низ колонки	12,55	19,61	21,15	22,23	14,55	3,76	6,05	43,48
Ст. 8, глубина 10 м, верх колонки	7,0	18,52	20,60	30,42	13,98	2,90	6,58	51,02
Ст. 9, глубина 9 м, там же	6,52	15,06	22,36	30,24	13,40	3,40	9,02	52,60
Ст. 10, глубина 12 м, там же	5,82	20,48	19,10	31,44	13,86	4,72	4,58	50,54
Ст. 11, глубина 11,5 м, там же	9,26	18,40	23,34	31,00	9,63	3,70	4,62	54,34
Там же, низ колонки	14,60	18,54	21,64	30,14	8,96	1,50	4,62	51,78
Ст. 12, глубина 11,5 м, верх колонки	Нет	10,60	23,00	30,16	18,10	2,02	16,12	53,16
Там же, низ колонки	2,44	14,36	25,00	32,46	15,06	4,28	6,40	57,46
Ст. 15, глубина 12 м, верх колонки	5,15	20,82	27,00	16,35	16,31	6,12	8,25	43,35
Там же, низ колонки	5,00	20,00	20,97	27,54	15,06	6,42	5,01	48,51
Ст. 13, глубина 13,5 м, верх колонки	8,50	16,60	21,04	23,12	16,42	9,42	5,10	44,16
Ст. середина озера, глубина 10 м	Нет	Нет	55	34	9	2	Нет	89
Ст. 3, глубина 14 м, верх колонки	0,55	11,46	34,50	30,13	11,35	1,10	10,84	64,63

в одном случае она отсутствует; пелитовая — 25—30%. Таким образом, илы оз. Пуннус-Ярви состоят из плохо сортированных алевритов с почти одинаковыми количествами песчаных и пелитовых частиц.

«Для текстуры илов,— пишет Н. И. Семенович,— характерным является наличие черных примазок и отдельных черных, бурых и белых прослоек, а также тонкая слоистость микрозонального типа, которая особенно хорошо заметна на свежем срезе. Часто наблюдается неравномерное распределение темных микрозон, которые образуют отдельные сгущения («пачки»), иногда сливающиеся в одну широкую полосу. В других случаях чередование темных и светлых слоев более равномерно. Участки с микрозональной слоистостью наблюдались по всей длине илового среза, но часто отсутствовали в верхнем слое ила. Толщина микрозон сильно варьировала: от 1 до 10 мм темных и от 3 до 15 мм светлых. Бурые прослойки, которые чаще всего на свежих срезах ила были обнаружены на поверхности его или же в верхней части среза, образованы гидроокислами железа и представляют собой окисленную пленку на контакте донных отложений, содержащих закисные соединения железа, с водой, богатой кислородом.

Белые прослойки состоят из вивианита. Последний на станциях 9 и 11 (в 1951 г.) был обнаружен в довольно значительном количестве в виде гнездового скопления в иловой массе. Ст. 11 находится у северо-восточного берега, близ болотного ручья Пето-Оя, дренирующего всякие ключевые болота на террасах. Нахождение вивианита в оз. Пуннус-Ярви, несомненно,

находится в связи с высоким содержанием фосфора в почвенных растворах (2,4—3,9 мг/л P_2O_5) и наличием этого минерала в болотных отложениях ключевых болот, что было установлено К. В. Веригиной (1950).

Черные прослойки и микрозоны, как показали данные микроскопических и микрохимических анализов, содержат сульфиды (железа.— Н. С.)... Что касается тонкой слоистости (в целом.— Н. С.), то ее надо рассматривать как «микрозоны превращения», по терминологии Б. В. Перфильева (1952), т. е. как явление вторичного порядка, возникшее в уже отложившихся осадках благодаря взаимодействию двух встречных диффузных потоков — нисходящего окислительного и восходящего восстановительного—или благодаря коллоидально-химическим процессам, ведущим к образованию текстур типа колец Лизеганга» (Семенович, 1958, стр. 45, 46).

Геохимический облик осадков озера Пуннус-Ярви раскрывается анализами песков, илов и ленточной глины (табл. 6); число анализированных проб свыше 100.

Таблица 6

Распределение Fe, Mn и $C_{орг}$ в осадках оз. Пуннус-Ярви (средние содержания, %)

Осадки	Пески	Глинистые пески	Илы (алеври- тово-глини- стые)
Fe			
Современные	1,50	3,89	7,37
Древние	?	3,42	3,75
Ленточные глины . .	?	?	3,66
Mn			
Современные	0,11	0,21	0,44
Древние	?	0,11	0,11
Ленточные глины . .	?	?	0,07
Mn : Fe			
Современные	0,063	0,053	0,060
Древние	?	0,032	0,032
Ленточные глины . .	—	—	0,016
$C_{орг}$			
Современные	0,40	2,11	7,3
Древние	—	0,15	0,19
Ленточные глины . .	—	—	0,19

В эпоху отложения ленточных глин и ранних современных осадков содержания Mn и Fe были строго на кларковом уровне, равно как и отношение Mn : Fe; органического вещества в илах было очень мало (0,15—0,19%), CO_2 — в среднем 0,16%. Но собственно современные отложения во всех фациях резко обогащены всеми интересующими нас компонентами (Fe, Mn, $C_{орг}$), причем, судя по увеличению $C_{орг}$ от 0,19 до 0,40—7,3% и по возрастанию отношения Mn : Fe от 0,016—0,032 до 0,06—0,063, наибольшее обогащение показывают органическое вещество и марганец. Именно эта корреляция роста Fe и Mn с увеличением $C_{орг}$ с достоверностью указывает, что мы имеем дело с их первичным, седиментационным, а не

вторичным, диагенетическим обогащением. Иными словами, оз. Пуннус-Ярви в недавнем прошлом стало осаждать и накапливать в своих илах гораздо больше Fe, Mn и $C_{орг}$, чем раньше. Возросло и содержание CO_2 от 0,16 до 0,33%.

С высокими содержаниями Fe, Mn и $C_{орг}$ в алевритовых илах сочетаются довольно низкие величины V, Cr, Co, Ni, Cu и других микроэлементов (табл. 7). На первый взгляд это удивляет, но при более близком рассмотрении становится понятным. Концентрации малых элементов в илах оз. Пуннус-Ярви находятся, собственно говоря, на обычном для алевритовых осадков (и пород) уровне, тогда как содержания Fe, Mn, $C_{орг}$ явно повышены и могут рассматриваться в качестве эмбриональных рудных. Таким образом, специфику геохимии отложений оз. Пуннус-Ярви составляет то, что эмбриональный рудный процесс у Fe, Mn, $C_{орг}$ здесь сочетается с обычным кларковым для малых элементов. Занос усиленных количеств железа и марганца и усиленное развитие жизни в самом озере не отражаются на накоплении малых элементов в его илах.

Таблица 7

Содержание малых элементов в илах оз. Пуннус-Ярви

Образец	Fe	P	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ge	Ga
	%				10^{-4} %										
Сборный из 14 образцов	7,72	0,17	0,51	0,29	56	28	6	13	16	Нет	26	18	82	2	14
Сборный из 2 образцов	6,30	0,16	2,03	0,25	34	23	4	9	18	»	23	19	83	1	10
То же	13,00	0,37	5,48	0,17	22	17	1	9	4	»	26	12	47	2	10
»	7,99	0,15	1,46	0,25	56	22	15	22	18	»	26	20	34	1	10
»	7,86	0,20	2,26	0,24	45	21	6	7	12	»	31	22	82	1	16
Среднее взвешенное	8,00	0,18	1,35	0,27	49	21	6	12	15	Нет	26,5	18	75	1	12

Весьма существенной чертой осадков, позволяющей определять направление происходящих в них геохимических процессов, являются присущие им окислительно-восстановительные условия (Eh) и активная реакция (pH). Подойти к раскрытию этих особенностей можно двумя путями: изучением форм железа и непосредственным определением Eh и pH осадков. В исследовании оз. Пуннус-Ярви использованы оба эти пути.

Л. Е. Штеренбергом с соавторами в 1963 г. были опубликованы результаты изучения профиля через озеро Пуннус-Ярви с определением в осадках содержания Fe_{HCl}^{2+} , $Fe_{сульфид}^{2+}$, Fe_{HCl}^{3+} и $Fe_{обл}$. В 1965 г. эта работа была повторена на новом профиле, причем, помимо определения форм железа была изучена иловая вода на Fe, Mn, SiO_2 , HCO_3^- , pH. Положение обоих профилей показано на фиг. 4.

Рассмотрение табл. 8 вскрывает очень своеобразную, но вполне закономерную картину.

В современных песках при наличии 1,27% реакционноспособного железа 91% его представлен в виде Fe_{HCl}^{3+} и только 9% редуцировано до закиси, сульфидов ничтожно мало. Содержание $C_{орг}$ всего 0,14%. В илистых песках с несколько большим содержанием $Fe_{реакц}$ процент нередуцированного Fe_{HCl}^{3+} падает до 51—24, а редуцированного возрастает до 41—70. Содержание $C_{орг}$ выше, чем в песках. В современных черных и темно-зеленых илах, резко обогащенных реакционноспособным железом (до 5—

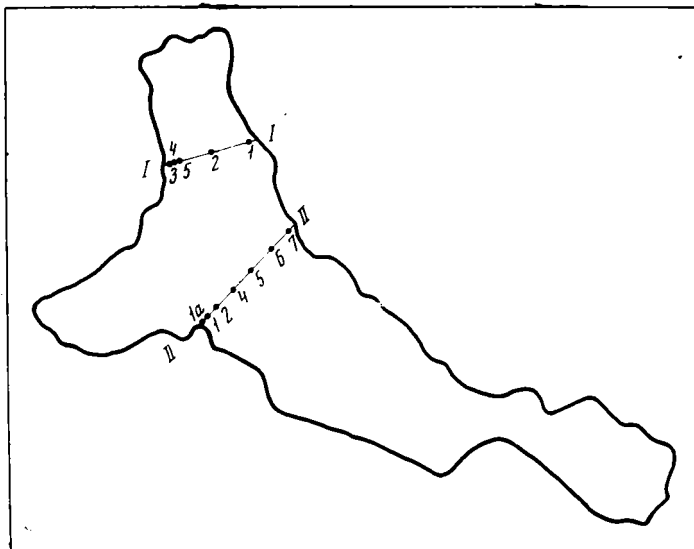
Формы железа в осадках оз. Пуннус-Ярви

№ станции	№ образца	Тип осадка	В % к сухому осадку				В % от реакционноспособного железа			C _{орг}	
			Fe _{вал}	Fe ³⁺ _{HCl}	Fe ²⁺ _{HCl}	Fe _{сульфид}	Fe _{облом}	Fe ³⁺ _{HCl}	Fe ²⁺ _{HCl}		Fe ²⁺ _{сульфид}
				реакционноспособное							
Профиль 1963 г.											
Современные илы:											
3	44	черный	5,97	1,32	3,07	0,27	1,31	28,74	66,43	5,87	5,36
4	31	»	12,45	1,26	7,66	0,06	3,47	14,17	85,16	0,67	1,03
4	29	»	5,73	1,80	2,85	0,08	1,00	38,32	60,00	1,71	10,96
5	19	»	8,87	0,27	7,61	0,212	0,78	Нет	97,4	2,60	21,94
5	16	»	6,80	Нет	6,01	0,13	0,75	Нет	97,9	1,94	26,08
2	49	темно-серый	8,04	0,42	6,64	0,13	0,85	5,84	91,35	1,53	6,68
2	37	»	7,89	Нет	7,20	0,26	0,43	Нет	94,5	3,36	12,95
2	45	»	8,04	2,00	4,78	0,32	0,43	Не определялись			33,62
1	36	»	7,47	0,57	5,91	0,21	0,77	8,48	88,41	2,97	9,62
1	27	»	5,15	Нет	4,70	0,13	0,62	Нет	97,28	1,67	19,94
4	40	черный слабо-песчаный	3,97	1,83	1,04	0,07	1,08	1,78	35,86	2,36	0,46
Более древние илы:											
4	17	светлый слабо песчаный	3,10	0,15	1,27	0,03	1,65	Нет	97,85	2,05	2,35
3	28	То же	2,64	0,10	1,03	0,02	1,41	»	98,30	1,67	0,19
3	43	»	2,38	0,15	0,79	0,02	1,42	»	98,90	1,10	1,82
3	35	»	2,45	0,11	0,82	0,02	1,50	»	97,90	2,10	0,08

Таблица 8 (окончание)

№ станции	№ образца	Тип осадка	В % к сухому осадку					В % от реакционноспособного железа			С _{орг}
			Fe _{вал}	Fe ³⁺ _{HCl}	Fe ²⁺ _{HCl}	Fe _{сульфид}	Fe _{облом}	Fe ³⁺ _{HCl}	Fe ²⁺ _{HCl}	Fe ²⁺ _{сульфид}	
		Ленточные глины:									
3	33	песчанистая светлая . .	2,38	0,16	0,91	0,02	1,29	Нет	98,18	1,82	0,09
3	34	песчанистая серая . . .	2,64	0,13	1,05	0,01	1,45	»	93,16	0,84	1,77
3	21	то же	3,37	0,19	1,36	0,02	1,80	»	93,12	1,28	0,04
4	50	»	2,94	0,33	0,99	0,02	1,63	»	93,52	1,48	1,79
		Профиль 1965 г.									
		Современные осадки:									
7	1	песок, верхний слой . .	1,74	1,10	0,10	0,0019	0,47	91,5	8,3	0,2	0,14
7	3	песок плитный	3,57	0,96	0,13	0,0040	1,68	87,7	11,8	0,5	0,11
7	4	то же	2,82	0,39	1,13	0,0030	1,21	25,6	74,2	0,2	1,19
4	1	ил зеленый	10,57	1,32	6,31	1,62	1,33	14	57	29	8,41
5	1	то же	9,19	0,07	7,24	1,67	0,22	Нет	80	2)	8,20
6	1	»	16,65	1,39	12,28	1,92	1,06	9	79	12	3,56
		Ил серый:									
1а	2	глина серая	3,42	0,49	1,57	0,017	1,34	20	75	5	0,14
1	3	то же	3,16	0,45	1,38	0,035	1,29	26	74	Следы	0,10
2	2	»	4,02	0,27	1,84	0,044	1,87	Нет	100	»	0,16
6	4	»	3,95	0,96	1,58	0,10	1,28	36	60	4	0,17
7а	5	»	3,02	0,34	1,28	0,07	1,33	Нет	100	Следы	0,11

Примечание. При содержании Fe_{HCl}^{3+} 0,3% и меньше оно при пересчете на реакционноспособное железо в расчет не принималось как возможная ошибка при анализе (окисление Fe^{2+} в Fe^{3+} при растворении, ошибки в определении Fe_{HCl}^{2+} , $Fe_{сульфид}^{2+}$).



Фиг. 4. Положение профилей, на которых изучались формы железа
 I — I — разрез 1963 г.; II — II — разрез 1965 г.

9%), количество нередуцированного $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ колеблется от 38% до нуля, но чаще всего держится на уровне от немногих процентов до 20%, т. е. ниже, чем в предыдущем типе осадков. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ варьирует от 1—2 до 20—30%.

В этом ряду видно, как с возрастанием содержания органического вещества от песков к черным и темно-зеленым илам и одновременным резким увеличением реакционноспособного железа растет восстановленность последнего, т. е. резко усиливаются процессы редукции $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ в $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$. В то же время слой черных и темно-серых илов, взятый в целом, а также слои переходных к нему песков, весьма неоднородны, пестры по соотношениям $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$, $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ и $\text{Fe}_{\text{сульфид}}^{2+}$. Эти три формы железа сочетаются самым причудливым образом, причем нельзя уловить отчетливой связи этих соотношений с количеством находящегося в осадке органического вещества.

Такая пестрота в данном случае естественна. Ведь процессы взаимодействия Fe, органического вещества и SO_4 в иловой воде находятся на самой начальной стадии; система в целом еще далеко не равновесна; уравнивание ее идет по-разному в разных точках, что и вызывает большую пестроту, точечную мозаичность картины. Это, так сказать, стадия точечного (или мозаичного) уравнивания.

Иначе обстоит дело в более низком горизонте серых или светло-серых илов. Количество реакционноспособного железа в них низкое: от 1 до 2%, редко выше. Но подавляющая масса этого железа редуцирована в Fe^{2+} ; при этом лишь небольшая часть закисного железа (обычно 1—3%) находится в форме сульфидов, остальная же — в лептохлоритовой форме. Содержание остаточного органического вещества варьирует от 0,08 до 2,35%, чаще всего составляет немногие десятые доли процента. В целом горизонт серых и светло-серых глин, обедненных реакционноспособным железом и органическим веществом, производит впечатление физико-химической системы, уже уравновешенной или близкой к равновесию. Гораздо меньшая масса реагентов в единице объема привела к довольно быстрому завершению уравнивающих процессов.

Что касается горизонта ленточных глин, то он и по количеству реагентов в единице объема, и по окончательному результату вполне отвечает только что описанному горизонту серых и светло-серых илов.

Рассмотрим теперь, что показывают непосредственные измерения Eh и рН иловых отложений, выполненные Е. И. Соколовой (1961).

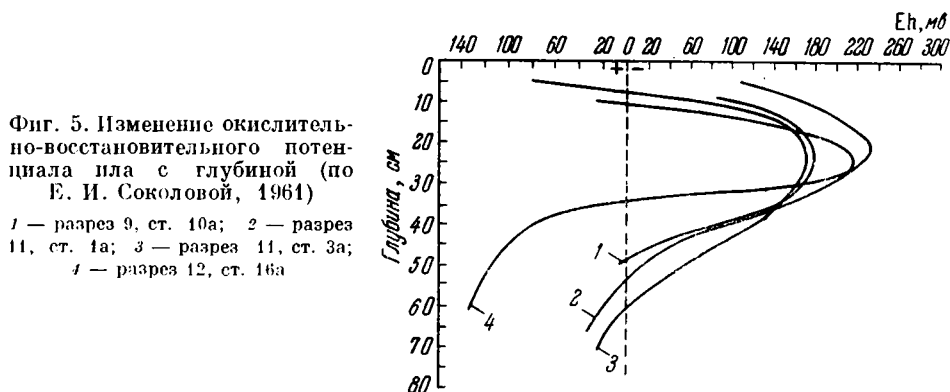
Таблица 9

Физико-химические свойства ила оз. Пуннус-Ярви

№ профиля	№ станции	Глубина, м	Eh, мв	рН	№ профиля	№ станции	Глубина, м	Eh, мв	рН
1	5	5,00	-45	6,8	9	10а	4,25	-80	6,2
1	6	5,50	-20	6,6	9	11а	8,50	-25	6,5
2	19	4,20	-30	6,8	9	20а	11,0	-70	6,7
3	44	7,70	-90	—	9	30а	12,0	-200	6,4
3	46	9,00	-163	6,8	9	22а	3,0	-200	6,4
4	58	8,00	-120	6,8	10	93	11,0	-86	—
4	59	8,80	-120	6,8	10	94	11,7	-120	6,7
6	75	12,50	-200	6,5	12	16а	9,5	-105	6,3
8	83	12,00	-260	—	12	87	8,3	-130	—
8	83а	13,00	-260	—	12	88	9,00	-193	6,4
8а	85	10,00	-100	—	12	89	9,9	-200	—
11	3а	12,0	-125	6,4	12	90	10,5	-240	—
11	24а	12,00	-25	6,7					

Песчаные прибрежные отложения озера Пуннус-Ярви имеют значения Eh от +140 до +200 мв. Невысокие величины окислительно-восстановительного потенциала в песках обусловлены присутствием в них органического вещества, возникшего от разложения тростника *Phragmites communis* Trin. и камыша *Scirpus lacustris* L., которые широко распространены в прибрежной полосе озера.

Илы отличаются достаточно сильной восстановительной средой, обладающей к тому же слабокислой реакцией (табл. 9).



Фиг. 5. Изменение окислительно-восстановительного потенциала ила с глубиной (по Е. И. Соколовой, 1961)

1 — разрез 9, ст. 10а; 2 — разрез 11, ст. 1а; 3 — разрез 11, ст. 3а; 4 — разрез 12, ст. 16а

Восстановительные свойства при этом сильнее всего выражены в поверхностных слоях ила до глубины 25 см, более богатых свежим органическим веществом; здесь Eh снижается до -250 мв, глубже Eh повышается (фиг. 5). Это обстоятельство объясняется тем, что максимальные количества бактерий ютятся именно в верхних слоях отложений, и их жизнедеятельность здесь наиболее интенсивна. Глубже эти процессы затухают и Eh осадка повышается.

На основании большого числа определений Е. И. Соколова получила следующие величины окислительно-восстановительного потенциала отложений оз. Пуннус-Ярви (табл. 10).

Таблица 10

E_h донных осадков озера Пуннус-Ярви

Осадки	E_h , мв
Прибрежный песок, глубина 2 м	От +140 до +220
Ил чистый, глубина 4—8 м . . .	От -20 до -90
То же, глубина 8—14 м	От -46 до -260
Ленточные глины	От -270 до -300

Ленточные глины обладают сильно восстановленной средой и слабощелочной реакцией с $pH = 7,5-7,7$. «Последняя связана с присутствием в глинах щелочей, входящих в состав слюд. Причина низких значений окислительно-восстановительного потенциала в глинах не совсем ясна; содержание закисного железа в них (3%) является недостаточным для того, чтобы обусловить столь низкую величину E_h » (Соколова, 1961, стр. 313).

Остается коснуться еще содержаний главных интересующих нас компонентов в иловых водах по анализам воды, отдаленной из илов (табл. 11).

Таблица 11

Содержание (в мг/л) некоторых компонентов в иловых водах

№ образца	Место взятия образца, тип осадка	Fe ²⁺	Mn ²⁺	SiO ₂	P	HCO ₃ '	В придонной воде
Современные осадки							
4	Ст. 7, ил песчаный	2,86	3,30	48	Нет	91,50	HCO ₃ ' = 25—29 мг/л
4	Ст. 1а, ил бурый с оолитовой рудой	1,25	4,84	36	»	61,0	SiO ₂ = 3—8 мг/л
1	Ст. 1, ил бурый с зелеными включениями	1,5	9,10	44	»	85,40	Fe в основной массе воды — от следов до 0,1 мг/л; в придонной — в зимнюю стагнацию поднимается до 0,9—1,82 мг/л. Mn здесь же 0—0,23 мг/л
1	Ст. 2, ил зеленый	4,0	8,80	63	0,044	140,30	
1	Ст. 4, то же	14,0	5,06	56	0,044	131,15	
1	Ст. 5, »	5,0	5,50	64	Нет	91,50	
1	Ст. 6, »	1,53	6,16	100	0,35	70,15	
3	Ст. 6, »	2,05	4,84	133,3	0,175	76,25	
Более древние осадки							
2	Ст. 1а	0,25	5,23	32	Нет	82,35	—
3	Ст. 1, ил серый	1,50	5,06	32	»	123,1	—
2	Ст. 2, то же	1,80	8,25	68	»	123,1	—
4	Ст. 6, »	3,90	1,16	48	0,087	82,35	—

Из этих цифр явствует, что содержание Fe в иловой воде превосходит его содержание в придонной воде в 2—14 раз, содержание марганца в 15—30 раз, количество SiO₂ в 6—20 раз, а HCO₃' — в 20—40 раз, что достаточно свидетельствует об интенсивности химических преобразований веществ, происходящих в илах уже в самом раннем диагенезе.

Итак, среда песчаных отложений оз. Пуннус-Ярви мало отличается от среды наддонной воды. Но иловые — по существу алевритовые — отложения представляют собой совершенно особый геохимический мир сравнительно с наддонной, даже непосредственно с ними соприкасающейся водной массой, являясь средой восстановительных реакций, отрицательных Eh, накопления HCO_3^- , Fe, Mn и SiO_2 .

3. ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦОВЫЕ РУДЫ оз. ПУННУС-ЯРВИ

Если в илах оз. Пуннус-Ярви имеет место первоначальное (эмбриональное) рудонакопление железа и марганца, то по периферии озера, в его песчаных отложениях, развивается настоящее, довольно высокопроцентное рудообразование.

Батиметрически руды приурочены к глубинам 2—4 м и в соответствии с рельефом дна озера наиболее развиты в его северной части, где прибрежная плоская площадка (своего рода озерный шельф) наиболее широка. Рудное поле здесь тянется сплошной лентой от мыса Мюхкюр-Ниemi к северо-западному берегу, образуя длинную узкую полосу также вдоль юго-западного берега. На противоположном берегу руды залегают более узкой лентой.

Рудовмещающим осадком являются пески разной зернистости и глинистости. В области ближнего выклинивания они в ряде мест замещаются камнями, на дальнем выклинивании — илом. В обоих этих направлениях рудонакопление ослабевает, но все же и на каменистых участках встречаются отдельные конкреции, а в илах — довольно частые «рудины». На главной рудной площадке руда лежит непосредственно на ленточных глинах и не перекрыта сверху никакими отложениями. Мощность рудного слоя колеблется здесь от 6 до 10 см.

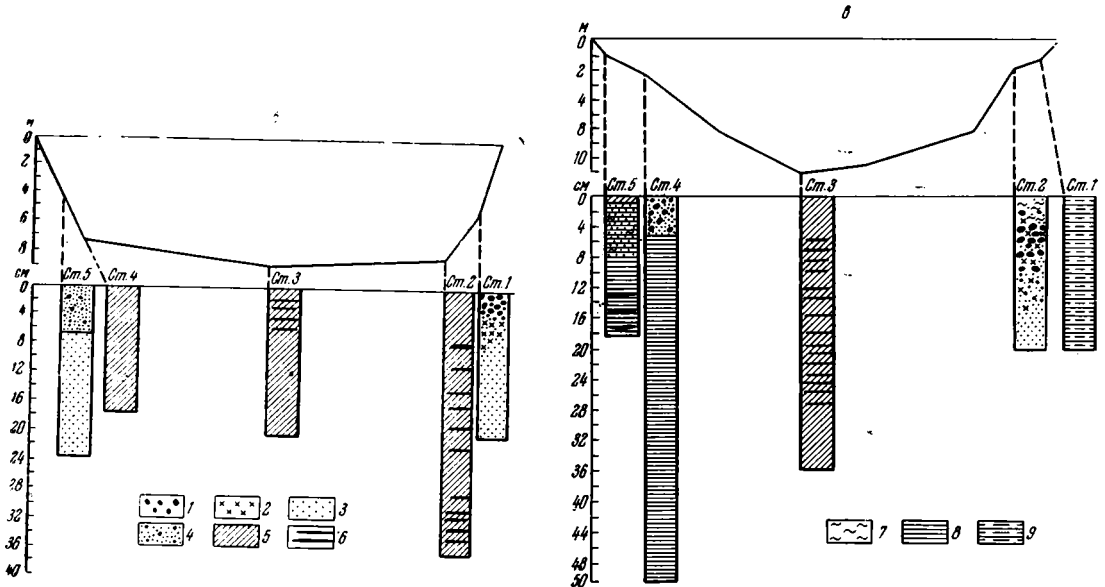
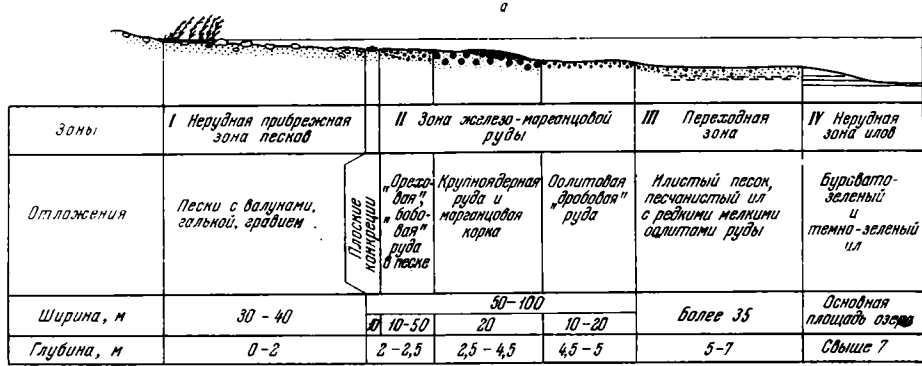
Руда имеет оолитовую, изредка бобовую структуру. Выделяются крупная пизолитовая руда с диаметром «рудин» 3—4 см, средняя пизолитовая руда с диаметром пизолитов 2—1 см и собственно бобово-оолитовая руда с размерами оолитов и бобов менее 1 см.

Каждый тип руд отлагается в своих особых, индивидуальных условиях. Так, крупная пизолитовая руда с диаметром «рудин» 3—4 см, средняя пизолитовая руда с диаметром пизолитов 2—1 см и собственно бобово-оолитовая руда с размерами оолитов и бобов менее 1 см. Каждая крупная пизолитовая руда с диаметром «рудин» 3—4 см, средняя пизолитовая руда с диаметром пизолитов 2—1 см и собственно бобово-оолитовая руда с размерами оолитов и бобов менее 1 см. Каждая крупная пизолитовая руда с диаметром «рудин» 3—4 см, средняя пизолитовая руда с диаметром пизолитов 2—1 см и собственно бобово-оолитовая руда с размерами оолитов и бобов менее 1 см. Каждая крупная пизолитовая руда с диаметром «рудин» 3—4 см, средняя пизолитовая руда с диаметром пизолитов 2—1 см и собственно бобово-оолитовая руда с размерами оолитов и бобов менее 1 см.

Каждый тип руд отлагается в своих особых, индивидуальных условиях. Так, крупная пизолитовая руда с диаметром «рудин» 3—4 см, средняя пизолитовая руда с диаметром пизолитов 2—1 см и собственно бобово-оолитовая руда с размерами оолитов и бобов менее 1 см. Каждая крупная пизолитовая руда с диаметром «рудин» 3—4 см, средняя пизолитовая руда с диаметром пизолитов 2—1 см и собственно бобово-оолитовая руда с размерами оолитов и бобов менее 1 см.

Каждый тип руд отлагается в своих особых, индивидуальных условиях. Так, крупная пизолитовая руда с диаметром «рудин» 3—4 см, средняя пизолитовая руда с диаметром пизолитов 2—1 см и собственно бобово-оолитовая руда с размерами оолитов и бобов менее 1 см. Каждая крупная пизолитовая руда с диаметром «рудин» 3—4 см, средняя пизолитовая руда с диаметром пизолитов 2—1 см и собственно бобово-оолитовая руда с размерами оолитов и бобов менее 1 см.

Каждый тип руд отлагается в своих особых, индивидуальных условиях. Так, крупная пизолитовая руда с диаметром «рудин» 3—4 см, средняя пизолитовая руда с диаметром пизолитов 2—1 см и собственно бобово-оолитовая руда с размерами оолитов и бобов менее 1 см. Каждая крупная пизолитовая руда с диаметром «рудин» 3—4 см, средняя пизолитовая руда с диаметром пизолитов 2—1 см и собственно бобово-оолитовая руда с размерами оолитов и бобов менее 1 см.



Фиг. 6. Залегание руды в оз. Пуннус-Ярви

а — профиль через озеро (по В. В. Калиненко); б — разрез (по Н. И. Семеновичу, 1958); 1 — крупная руда, 2 — грубозернистый песок и гравий, 3 — средне- и мелкозернистый песок, 4 — мелкая руда, 5 — ил, 6 — темные прослойки; в — разрез (по Н. И. Семеновичу, 1958); 7 — растительные остатки, 8 — глина, 9 — ленточная глина

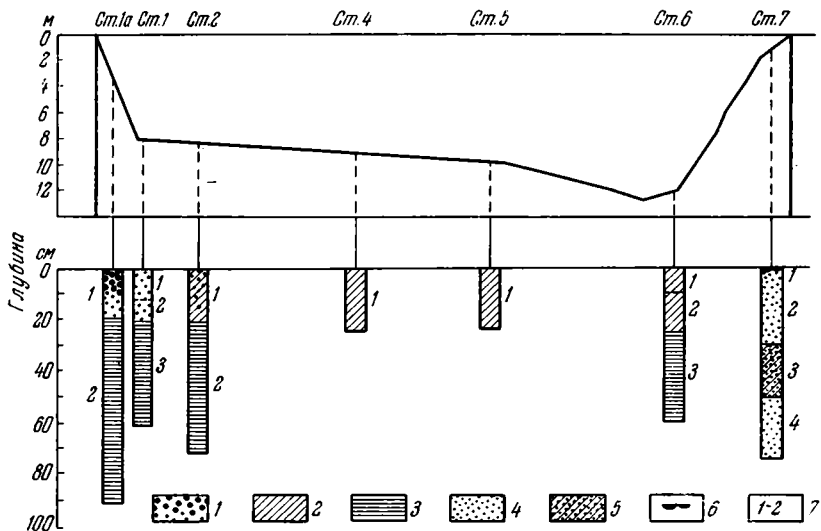
составляет: для железа — 16,6%, для марганца — 18,9%, для марганцевого модуля — 1,14. Обращает на себя внимание то, что железо в приведенных анализах встречается только в окисной форме, закисное — отсутствует. Однако, вероятно, в других пробах Fe^{2+} было бы обнаружено, ибо в рудных пизолитах и оолитах очень редко встречаются в небольшом количестве включения зеленых гелеобразных ступков, относящихся к лептохлоритам. Но сульфидов железа или сидерита не было констатировано.

Минералогические формы марганца в рудах оз. Пуннус-Ярви изучены недостаточно. Считается, что марганец присутствует только в виде псиломелана, наличие которого было подтверждено термоанализом (Соколова, 1961). С целью проверки этого предположения, в образцах, собранных Л. Е. Штеренбергом (фиг. 7), было проведено определение форм марганца различными методами (Штеренберг, Базилевская, Чигирева, 1966). При этом стяхения были отобраны от вмещающего осадка и проанализированы отдельно. Помимо определения суммарных MnO_2 и MnO в двух образцах,

Химический состав (в %) руд оз. Пуннус-Ярви

№ станции, тип осадка	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO ₂	MnO	Fe	Mn	Mn : Fe	Сорг	CO ₂
14, руда	15,57	Нет	58,75	—	10,9	17,62	1,61	0,31	1,18
25 »	44,19	»	16,84	5,78	30,93	15,05	0,47	1,03	2,96
38 »	17,30	»	24,88	23,72	12,10	33,93	2,84	1,10	1,67
42 »	32,62	»	24,89	5,78	22,83	20,12	0,90	1,73	2,73
51 »	28,57	»	31,15	7,21	20,14	24,17	1,20	6,97	3,46
55 »	24,12	»	42,15	4,62	16,88	30,40	1,80	0,64	2,36
64 »	19,14	»	47,87	1,58	13,40	17,00	1,27	0,30	0,95
70 »	59,32	»	6,84	3,21	41,52	6,78	0,16	1,30	1,66
71 »	17,58	»	45,99	—	12,20	28,98	2,18	0,45	0,90
81 »	18,93	»	47,97	4,23	15,26	33,40	2,52	0,45	0,50
Среднее					19,48	22,70	1,16	1,43	1,84
3, ил с рудой	—	Нет	—	—	11,91	3,72	0,31	3,49	0,96
7, то же	—	»	—	—	12,23	6,30	0,52	4,81	1,29
9, руда	—	»	—	—	24,03	15,78	0,65	1,26	1,71
10, руда с песком	—	»	—	—	20,79	7,22	0,35	0,82	1,14
14, то же	—	»	—	—	9,50	34,22	3,60	0,35	1,41
22, ил с рудой	—	»	—	—	24,37	—	—	3,31	1,78
27, руда с песком	—	»	—	—	25,13	8,08	0,32	1,26	1,53
30, песок с рудой	—	»	—	—	6,26	4,68	0,75	0,35	0,97
37, руда	—	»	—	—	14,85	—	—	0,70	1,54
39 »	—	»	—	—	14,94	31,95	2,17	—	—
40 »	—	»	—	—	20,11	17,52	0,87	—	—
42 »	—	»	—	—	17,94	21,70	1,21	—	—
51 »	—	»	—	—	17,57	16,12	0,92	1,42	0,88
55 »	—	»	—	—	17,07	25,45	1,50	0,82	2,60
53, руда с илом	—	»	—	—	11,02	3,03	0,27	6,14	0,88
64, руда	—	»	—	—	10,54	31,39	3,00	0,36	1,42
71, песок с рудой	—	»	—	—	5,62	4,10	0,80	0,36	0,68
72, то же	—	»	—	—	4,13	2,16	0,52	1,42	0,42
73, руда с илом	—	»	—	—	10,08	2,91	0,23	3,30	0,53
78, руда	—	»	—	—	12,82	—	—	0,68	1,78
79, руда с илом	—	»	—	—	4,63	3,13	0,67	5,15	0,50
80, руда с песком	—	»	—	—	12,40	3,35	0,27	0,48	0,60
81, руда	—	»	—	—	12,60	30,62	2,43	0,84	1,74
82, ил с рудой	—	»	—	—	15,45	—	—	4,79	0,46
92, то же	—	»	—	—	15,74	28,81	1,86	0,68	1,66
Среднее					15,18	17,06	1,12	0,91	1,60

сделан карбонатный анализ с помощью слабой HCl вытяжки (2,5%) и наряду с марганцем в ней определены Ca и Fe²⁺. Оказалось, что в составе этих двух стяжений основную массу карбонатного материала составляет MnCO₃ с весьма незначительными изоморфными примесями CaCO₃ и FeCO₃. Так, впервые в составе рудных стяжений оз. Пуннус-Ярви достоверно установлено наличие родохрита, ассоциирующего здесь с почти такими



Фиг. 7. Места отбора образцов руды и илов, изученных на формы марганца (по Л. Е. Штеренбергу)

1 — железо-марганцевые стяжения; 2 — ил зеленый; 3 — ленточная глина; 4 — песок; 5 — ил алевритистый; 6 — линзовидные железо-марганцевые образования; 7 — номера проб

же массами псиломелана. Подтверждение было получено при петрографическом изучении рудного осадка, собранного Л. Е. Штеренбергом на рудном поле, окаймляющем восточное побережье оз. Пуннус-Ярви. В мелких оолитах вокруг ядра, представляющего собой обычно растительный обломок, нарастают гидроокислы Fe + Mn, поверх которых образуются зеленая хлоритовая оторочка. Отдельные концентры оолитов сложены карбонатом, явно замещающим («разъедающим») окислы. По оптическим свойствам эти карбонаты относятся к родохрозиту¹.

Кроме частного, т. е. для данных образцов, эти материалы имеют и общее, принципиальное значение. Они доказывают, что наличие в образцах руды и вмещающих осадков CO_2 мы должны связывать с присутствием в них твердой фазы MnCO_3 , загрязненной незначительной изоморфной примесью CaCO_3 и FeCO_3 . Как видно из табл. 12, содержание CO_2 в рудах колеблется от 0,40 до 3,46%, что отвечает массе родохрозита 1—8%. При этом в рудах он всегда образует только незначительную примесь к псиломелану. Во вмещающем осадке родохрозит (см. табл. 13) является единственной формой существования марганца². Никаких других форм здесь нет. Этот вывод, несомненно, должен быть расширен. Можно считать, что марганец в илах оз. Пуннус-Ярви вообще присутствует только в двухвалентной форме и в виде родохрозита. В самом деле, содержание Mn в илах в среднем равно 0,44%, что отвечает приблизительно 0,92% MnCO_3 ; количество CO_2 в среднем 0,33%, что отвечает 0,86% карбоната марганца. Цифры настолько близки, что сомневаться в карбонатной форме нахождения Mn в илах оз. Пуннус-Ярви невозможно.

Итак, распространенное представление о том, что марганец находится в рудах этого озера только в виде псиломелана, ассоциирующего с гидротетитом, ошибочно (Соколова, 1961). Наряду с псиломеланом в рудах всегда присутствует родохрозит, правда, в весьма небольших или даже

¹ Наличие карбонатов марганца в отложениях Пуннус-Ярви было подтверждено также Г. А. Соколовой-Дубяниной и Э. П. Дерюгиной (1967).

² Обр. 1 (ст. 1а) представляет собой в целом руду и в группу собственно илов не включен.

Химический состав (в %) рудных стяжений и вмещающего осадка (по сборам 1965 г.)

№ образца	Место взятия образца, тип осадка	MnCO ₃	CaCO ₃	FeCO ₃	MnO	MnO ₂	Примечание
1	Ст. 1а, ил бурый с оолитовой рудой:						
	конкреции	4,36	?	?	7,0	49,95	Руда
	вмещающий осадок	3,87	?	?	Нет	21,10	»
1	Ст. 1, ил бурый с включением зеленого:						
	конкреции	8,58	?	?	4,64	26,88	
	вмещающий осадок	0,54	—	1,40	Нет	Нет	Избыток CO ₂ 1,0%
2	Ст. 1, ил зеленый с включением бурого:						
	конкреции	31,85	2,52	1,40	3,90	11,92	
	вмещающий осадок	0,32	—	—	Нет	Нет	Избыток CO ₂ 0,06%
1	Ст. 2, ил зеленый:						
	конкреции	23,50	1,66	1,80	5,86	13,70	
	вмещающий осадок	0,35	—	—	Нет	Нет	Избыток CO ₂ 0,13%
1	Ст. 6, ил зеленый:						
	конкреции	0,50	—	—	Нет	Нет	Избыток CO ₂ 0,40%
	вмещающий осадок	0,22	—	—	»	»	Избыток CO ₂ 0,08%
2	Ст. 7, песок с включением руды:						
	конкреции	7,0	?	?	1,17	28,68	
	вмещающий осадок	—	—	—	0,07	—	

ничтожных количествах. Но по мере перехода от руд к вмещающим илам одновременно с общим резким уменьшением содержания марганца изменяется и форма его нахождения: окисные соединения полностью переходят в карбонатные. Родохрозит диффузно рассеян в илах в виде ничтожной примеси к основным компонентам илов. Этот факт имеет существенное значение для понимания генезиса руд.

Отметим дополнительно еще два обстоятельства. В рудах нет ни силикатов, ни сульфидов марганца, что и естественно, учитывая хорошую аэрацию осадка. Гораздо интереснее то, что нет пиролюзита, хотя, казалось бы, он мог быть. Что касается манганита, то вопрос о наличии его в рудах требует специального исследования. Анализ образца со ст. 38 позволяет ставить вопрос о присутствии его в рудах, но ответ может быть получен только после рентгенометрического анализа материала из этой точки, которым мы не располагаем.

Таким образом, руды оз. Пуннус-Ярви образованы в основном гидрогетитом и псиломеланом, к которым всегда примешивается родохрозит, но в небольших количествах; изредка присутствуют лептохлориты, но сульфидов железа нет. В целом рудная фация имеет резко выраженный окислительный облик со слабо выступающими чертами редукции, проявляющимися только в группе марганцевых минералов.

Непосредственные определения Eh и pH в рудных осадках, выполненные Е. И. Соколовой (1961), целиком совпадают с заключением, сделанным по химико-минералогическим данным (табл. 14).

Физико-химические свойства рудных отложений оз. Пуннус-Ярви

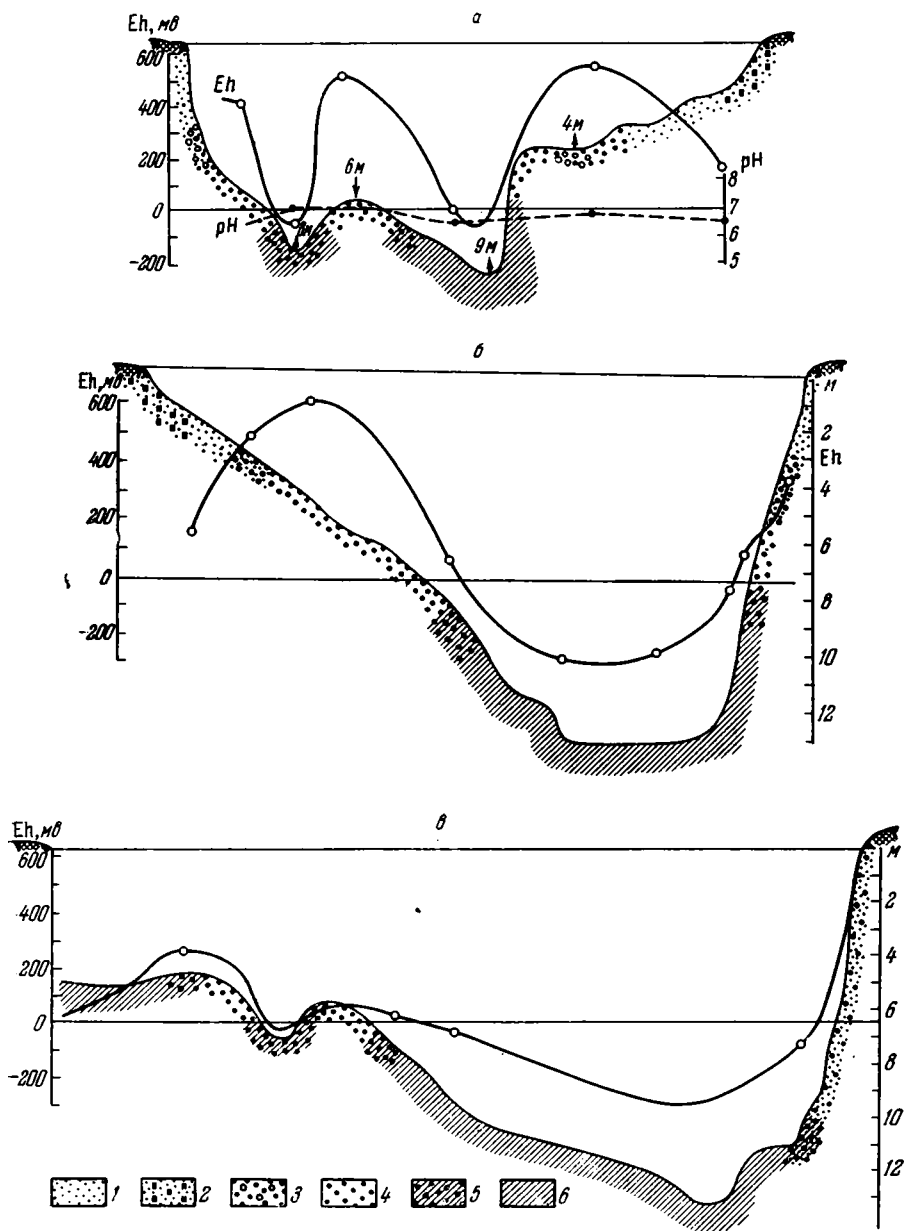
№ профиля	№ станции	Глубина, м	Eh, мв	pH	№ профиля	№ станции	Глубина, м	Eh, мв	pH
Руда без примесей									
1	9	4,00	471	6,8	4	51	5,40	440	7,0
2	14	4,00	560	6,8	4	55	5,90	505	—
	37	4,30	600	6,8	4	64	4,00	538	—
3	38	4,50	535	—	7	79	8,00	384	—
	39	6,60	550	6,8	8	81	4,50	600	—
	41	6,00	400	6,5	8	82	7,00	600	—
	42	5,40	440	7,0	10	92	4,20	560	—
Руда с примесью песка									
1	10	4,30	460	6,0	2	29	5,00	361	6,4
	14	2,70	360	6,8	3	36	3,90	405	6,7
	23	4,10	362	7,2	—	—	—	—	—
2	25	5,20	378	6,5	—	—	—	—	—
	26	4,90	438	6,8	—	—	—	—	—
	27	5,00	409	7,0	—	—	—	—	—
		—	—	—	—	—	—	—	—
Руда с примесью ила									
1	3	3,60	92	7,6	6	73	11,00	88	—
	8	4,30	78	6,6	9	21a	7,20	20	7,0
2	16	3,90	180	6,7	8	82	8,50	53	—
3	40	6,80	—7	7,0					

Из данных таблицы видно, что окислительно-восстановительный потенциал железо-марганцевых руд оз. Пуннус-Ярви высокий (от +384 до 600 мв). При залегании их на близких расстояниях от берега и почти на одной глубине марганцевые руды имеют еще более высокий потенциал, чем железные. Так, у руд, обогащенных железом, Eh колеблется от +380 до +500 мв, а у руд, обогащенных марганцем, — от +500 до +600 мв. Граница хорошо аэрируемой зоны проходит в прибрежных частях озера ниже поверхности рудных отложений, и вода, заключенная в них, по Eh, pH и, вероятно, содержанию растворенных Fe и Mn практически не отличается от воды наддонной. В местах перехода железо-марганцевых руд в безрудные песчаные осадки окислительно-восстановительный потенциал снижается, но незначительно; более резкие снижения наблюдаются при переходе рудных отложений в иловые (фиг. 8). Так Eh руды с примесью песка колеблется от +360 до +460 мв, тогда как Eh руды с примесью ила изменяется от +180 до —7 мв.

Активная реакция pH железо-марганцевых руд близка к нейтральной и колеблется от 6,5 до 7,5, в среднем 6,8; эта величина сохраняется почти одинаковой на всем протяжении рудного поля, независимо от присутствующих в руде примесей (Соколова, 1961).

На основании большого числа определений Е. И. Соколова дала следующую усредненную характеристику рудной фации озера по Eh:

- Песок с рудой на глубине 2—3 м в среднем +260 мв.
- Руда с песком на глубине 3—5 м от +300 до +460 мв.
- Руда на глубине 4—8 м от +400 до +600 мв.
- Руда с примесью ила на глубине 7—8 м от +10 до —7 мв.
- Ил с примесью руды на глубине 7—8 м от +2 до —53 мв.



Фиг. 8. Величина Eh в озерных осадках (по Е. И. Соколовой, 1961)
 а, б, в — профили соответственно 4, 8, 9; 1 — песок; 2 — песок и заросли тростника;
 3 — руда с оруденевшим песком; 4 — руда; 5 — ил с рудой; 6 — ил

Содержание малых элементов в руде оз. Пуннус-Ярви

№ образца, тип осадка	Fe	P	Mn	Ti	CO ₂	C _{орг}	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ge	Ga
	%						10 ⁻⁴ %										
1, плоские конкреции, обрастающие валуны, гальки	21,41	0,75	17,07	0,11	1,25	0,42	11	4	12	11	12	7	26	8	71	1	5
2, уплотненные бугристые конкреции	9,89	0,12	22,93	0,10	0,70	0,15	11	8	10	26	4	13	36	10	88	1	6
3, неправильно уплотненные бородавчатые стяжения, переходные от плоских конкреций к сферическим	5,83	0,02	37,97	0,07	1,35	0,35	6	7	6	9	4	7	26	5	82	1	3
4, крупноядерная руда	6,91	0,045	38,51	0,07	1,30	0,64	6	4	4	9	1	13	26	3	91	1	3
5, корка марганцевой руды	12,47	0,05	28,98	0,08	2,10	1,26	6	4	4	9	4	15	26	3	86	1	3
6, оолитовая железисто-марганцевая руда	21,88	0,32	23,64	0,08	2,10	1,06	6	1	6	9	1	7	31	8	100	2	2
Сборный образец руды из четырех отдельных образцов, богатых Mn	17,13	0,40	22,62	—	2,31	1,08	22	10	3	13	8	10	31	9	73	1,9	3
Сборный образец руды из четырех отдельных образцов, бедных Mn	20,11	0,44	5,23	—	1,35	1,27	22	10	3	4	5	5	10	7	88	2,3	5
Среднее	13,38	0,33	16,9	0,085	1,67	0,95	15,9	7,9	4,7	10	5,7	9	26	7,1	83	1,5	4
Коэффициент концентрации относительно верхнего горизонта илов	1,2	—	38,4	—	—	—	0,32	0,36	0,8	0,9	0,38	Очень большой	1	0,4	1,1	0,70	0,3

Из сказанного видно, что периферическая рудная зона и пелагические илы не только радикально отличны друг от друга по физико-химическим параметрам, но и находятся в прямо противоположных отношениях с наддонной водой. В рудной зоне окислительные условия, характерные для наддонной воды, сохраняются и в осадке; в профундальных илах окислительные условия наддонной воды сменяются резко выраженными восстановительными. Эта сложная и характерная обстановка имеет, как увидим ниже, решающее значение для понимания генезиса озерных руд.

Несколько слов о малых элементах в рудах оз. Пуннус-Ярви, определенных в образцах, собранных В. В. Калиненко, и в усредненных пробах с главного рудного поля (табл. 15). Прежде всего отметим установленное Е. П. Соколовой очень высокое содержание бария, варьирующее от 1,08 до 6,98%. Это выше того, что известно для подавляющей массы древних и современных марганцовых руд. В то же время содержания V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, Pb удивительно низкие; они ниже установленных в осадочных марганцовых рудах. Количество Mo тоже невелико, но резко превосходит то, что имеется в илах озера. Очень низки содержания титана; в анализах Е. П. Соколовой он даже не определен.

Из сопоставления с содержанием микроэлементов в илах озера видно, что руды явно обеднены всеми микроэлементами, за исключением W, Zn и Mo. Из них количества первых двух лишь едва превышают уровень, присущий илам оз. Пуннус-Ярви, и только молибден явно концентрируется в рудах. Это весьма своеобразная ситуация. Из всех микроэлементов, обычно концентрирующихся в марганцовых илах, лишь один, притом самый геохимически подвижный в диагенезе, — молибден концентрируется в рудах оз. Пуннус-Ярви! Другие обычные спутники марганца — Ni, Co, Cu — концентрирования в данном случае не проявляют.

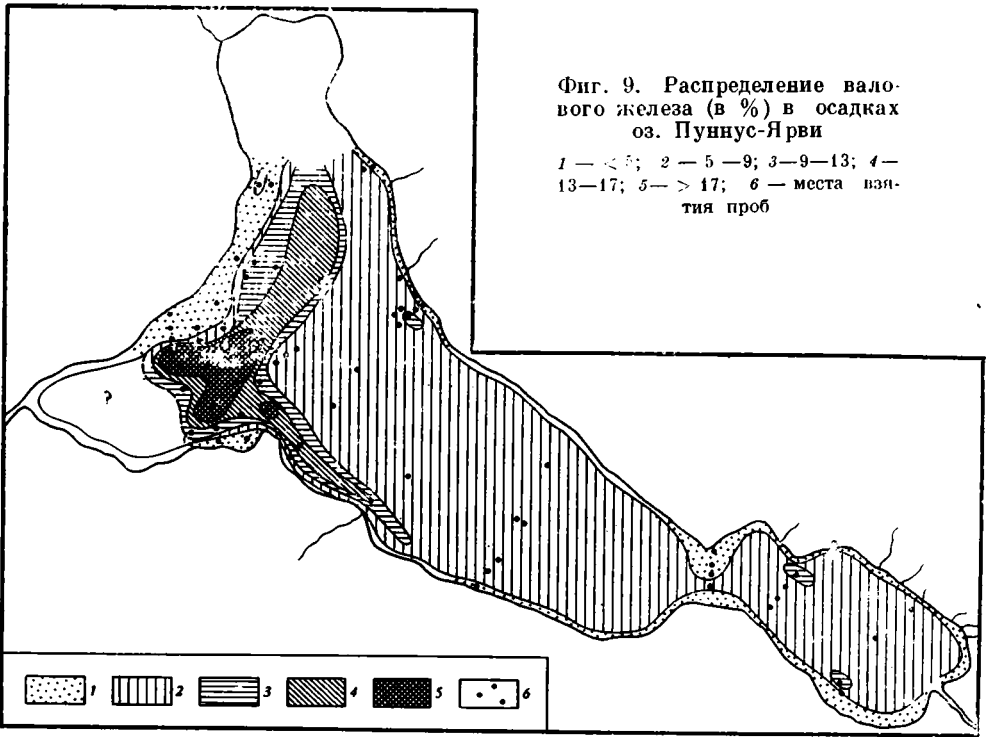
§4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НА ПЛОЩАДИ оз. ПУННУС-ЯРВИ Fe, Mn, CO₂, C_{орг}

Рассмотрим теперь общую картину распределения на площади озера главных интересующих нас компонентов: Fe, Mn, CO₂, C_{орг}, а также такого показателя физико-химических условий, как Eh.

На карте распределения валового железа (фиг. 9) видно, что в узкой прибрежной зоне, протягивающейся вдоль всего озера и состоящей главным образом из песчаных отложений, содержания железа низкие (< 5%). В северо-западной части озера ширина этой зоны максимальна; достаточно выражена она и на юго-востоке его, где вытягивающиеся навстречу друг другу полосы этой минимальной градации почти отрезают юго-восточную оконечность озера от основной его площади. На всей остальной акватории полоса градации < 5% очень узка и едва улавливается. Градация 5—9%, напротив, развита чрезвычайно широко: по площади она резко господствует над всеми другими и занимает склоны и дно озера. Все более высокие градации ограничены собственно рудным полем и локализуются на северо-западной мелководной площадке, несколько спускаясь на озерный склон. Градация 9—13% Fe имеет характер узкой переходной полосы; главное же развитие получает здесь градация 13—17%, внутри которой крупным сердцевидным пятном выделяется самая высокая градация > 17% с максимальным содержанием Fe в ней 20—25% и единственной точкой с 30,93%. В целом получается характерная картина: уже на дне озерной котловины содержания железа относятся к эмбриональным рудным, на северо-западной же озерно-шельфовой площадке они становятся собственно рудными, но принадлежат к категории убогих железных руд. Если бы это были накопления только железа, они были бы отнесены, несомненно, к категории забалансовых руд.

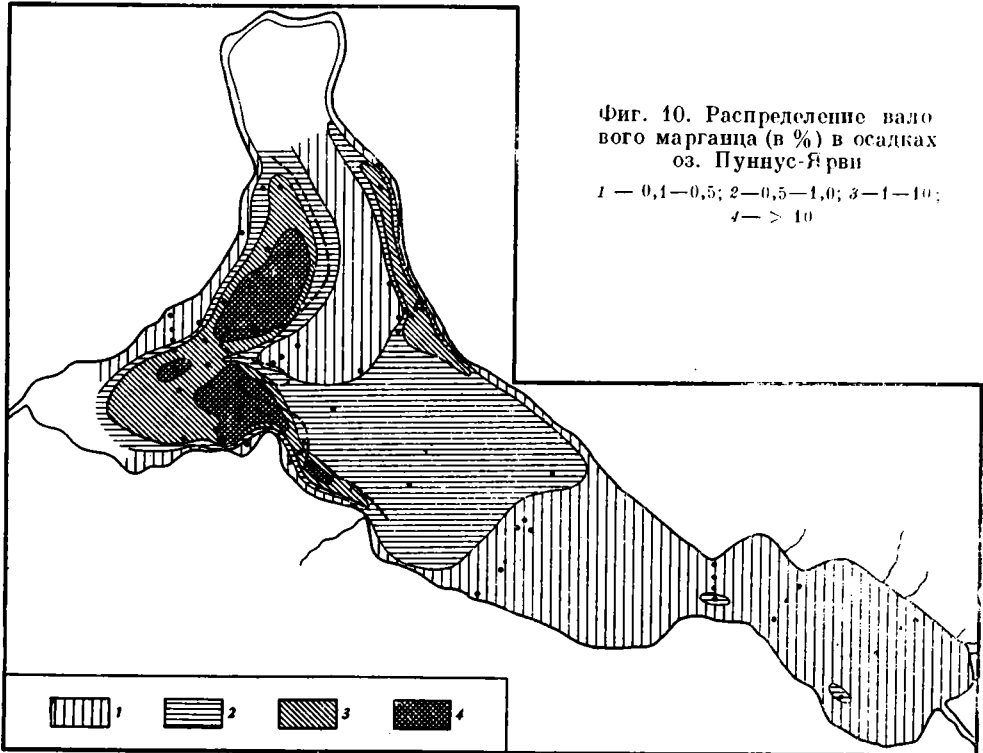
Фиг. 9. Распределение валового железа (в %) в осадках оз. Пуннус-Ярви

1 — < 5; 2 — 5 — 9; 3 — 9 — 13; 4 — 13 — 17; 5 — > 17; 6 — места взятия проб



Фиг. 10. Распределение валового марганца (в %) в осадках оз. Пуннус-Ярви

1 — 0,1—0,5; 2—0,5—1,0; 3—1—10; 4— > 10

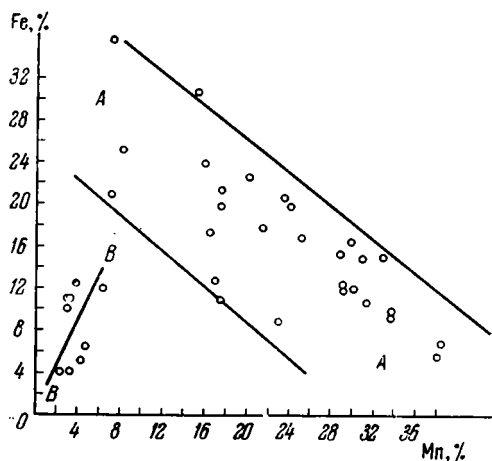


Распределение марганца (фиг. 10) в самых общих чертах напоминает распределение железа, но в то же время характеризуется рядом индивидуальных черт, которые для нас сейчас особенно важны. Прежде всего самая низкая градация содержаний марганца — 0,1—0,5% — представляет собой величину, уже многократно возвышающуюся над кларковой, и является по существу эмбрионально-рудной. Эта градация занимает всю юго-восточную половину озера и, кроме того, образует периферическую кайму в остальной части водоема, а также срединную довольно обширную изогнутую полосу в северной его трети. Градация 1—10% Мп является, так сказать, основным фоном в рудной зоне, где среди нее располагается градация $> 10\%$ Мп, образующая два крупных пятна и два малых. Максимальные содержания марганца достигают 34%, а если взять число случаев с концентрациями Мп $> 20\%$, то их окажется гораздо больше, чем число таких же случаев у железа (17 против 14). И это несмотря на то, что кларк марганца в 45—50 раз меньше кларка железа. Совершенно очевидно, что концентрирование марганца в осадках оз. Пуннус-Ярви выражено несравненно резче, чем у железа, и потому наименование его марганцовым озером оправдано. Такое же впечатление получается и при сравнении карт распределения железа и марганца.

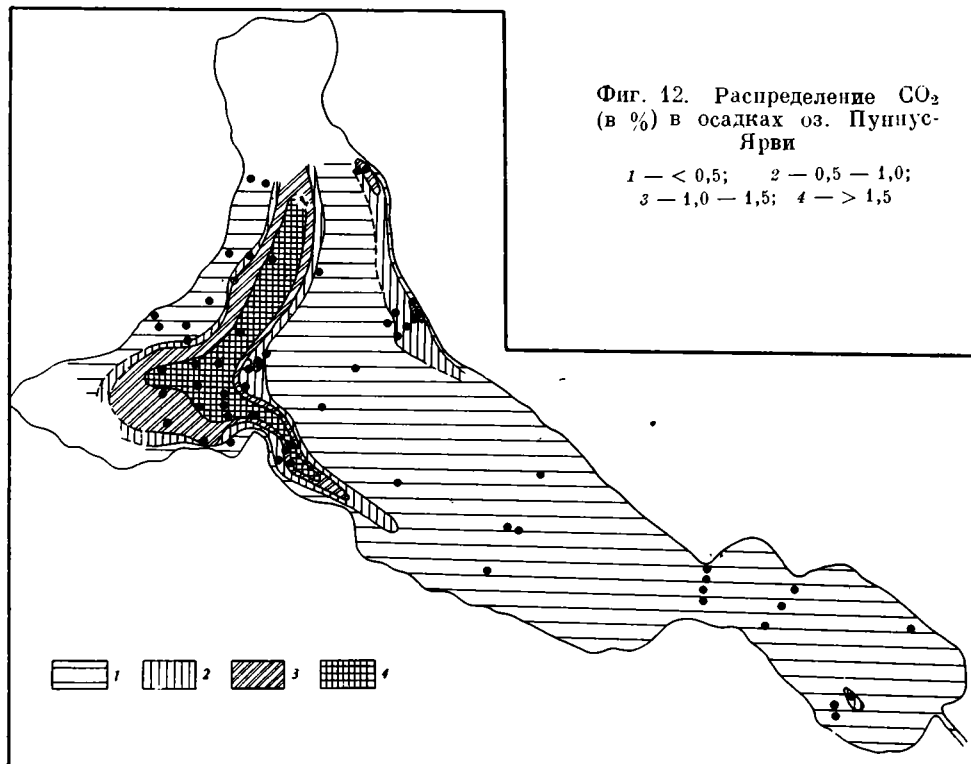
Чрезвычайно интересны пространственные соотношения между концентрациями этих элементов. Из сравнения карт видно, что хотя Fe и Мп образуют высокие накопления в общем на одной и той же северо-западной озерно-шельфовой площадке, все же максимальные содержания марганца локализируются по обе стороны — к северу и юго-западу — от максимальных концентраций железа, как бы избегая их, обособляясь от них.

Для более точного разъяснения соотношений между железом и марганцем была построена диаграмма (фиг. 11), вскрывшая несколько любопытных черт. Оказалось, что соотношения эти в разных частях диаграммы разные. В левом углу диаграммы, отвечающем низким содержаниям обоих сопоставляемых элементов, соотношения их имеют характер отчетливой прямой связи: с ростом содержания Fe растут и концентрации Мп; здесь, таким образом, еще сохраняются те же связи, которые, как

Фиг. 11. Соотношение Fe и Мп в осадках оз. Пуннус-Ярви

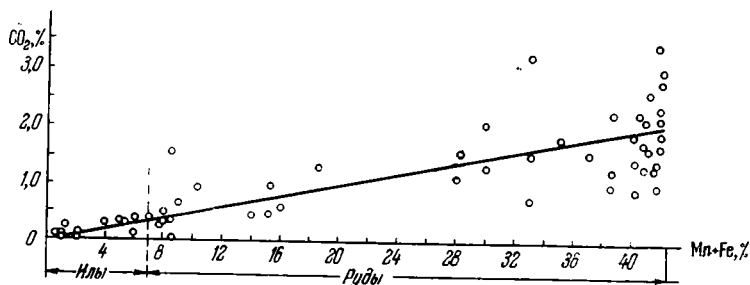


известно, типичны для кларков. Но, как только содержания Fe заходят за 12—14%, а содержания Мп за 6—7%, соотношения между этими элементами в корне меняются, становясь обратными: с возрастанием содержания Мп концентрации Fe убывают и наоборот. Нужно подчеркнуть, впрочем, что обратная связь их в поле вправо от разделительной линии А — А простирается лишь как общая тенденция при достаточно большом



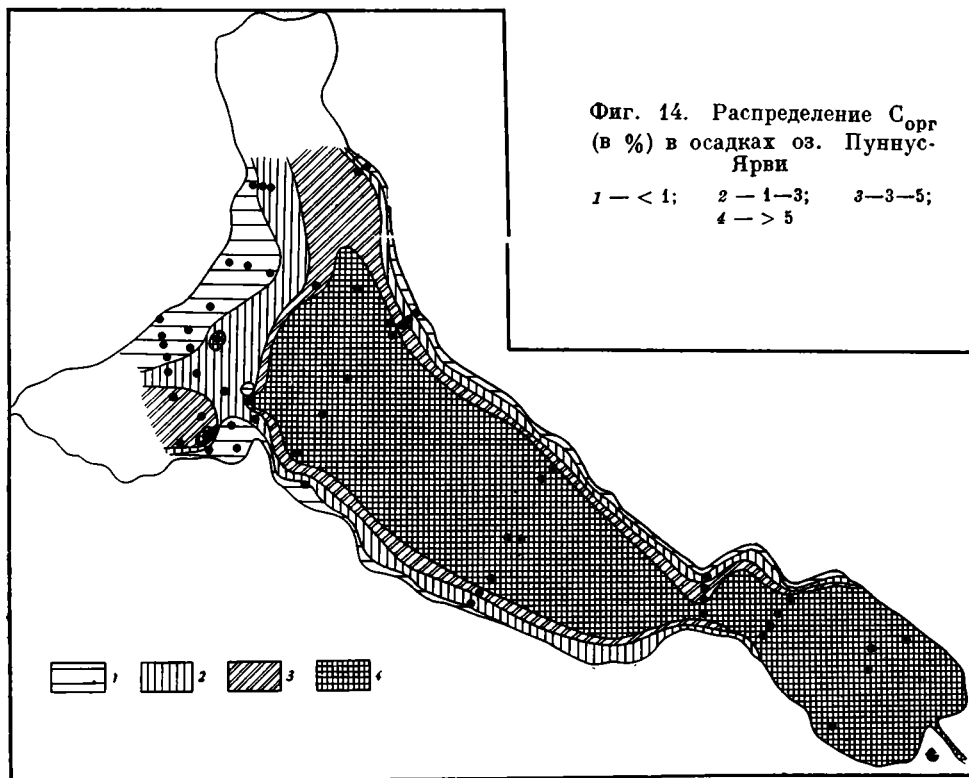
разбросе точек, но она все же имеется. Иными словами, обозначается тенденция к обособлению Mn и Fe, к накоплению их в разных точках осадка, что, собственно, и порождает их обратную связь.

Чрезвычайно интересна карта распределения CO_2 в твердой фазе осадков, т. е. в составе карбонатов (фиг. 12). На подавляющей части озера содержания углекислоты низкие, порядка немногих десятых долей процента. Но на площади рудной фации ее концентрация быстро повышается



Фиг. 13. Соотношения Fe+Mn и CO_2 в осадках оз. Пуннус-Ярви

(1—3,5%). Таким образом, здесь ярко выражено тяготение CO_2 к полю рудной фации, что свидетельствует, несомненно, о наличии в составе руд карбонатных минералов. Это тяготение отчетливо выступает и на диаграмме (фиг. 13). А так как закисного железа в рудных образцах из центральных, наиболее обогащенных Fe и Mn частей рудного поля нет, то естественно допустить в составе руды наличие родохрозита в количестве

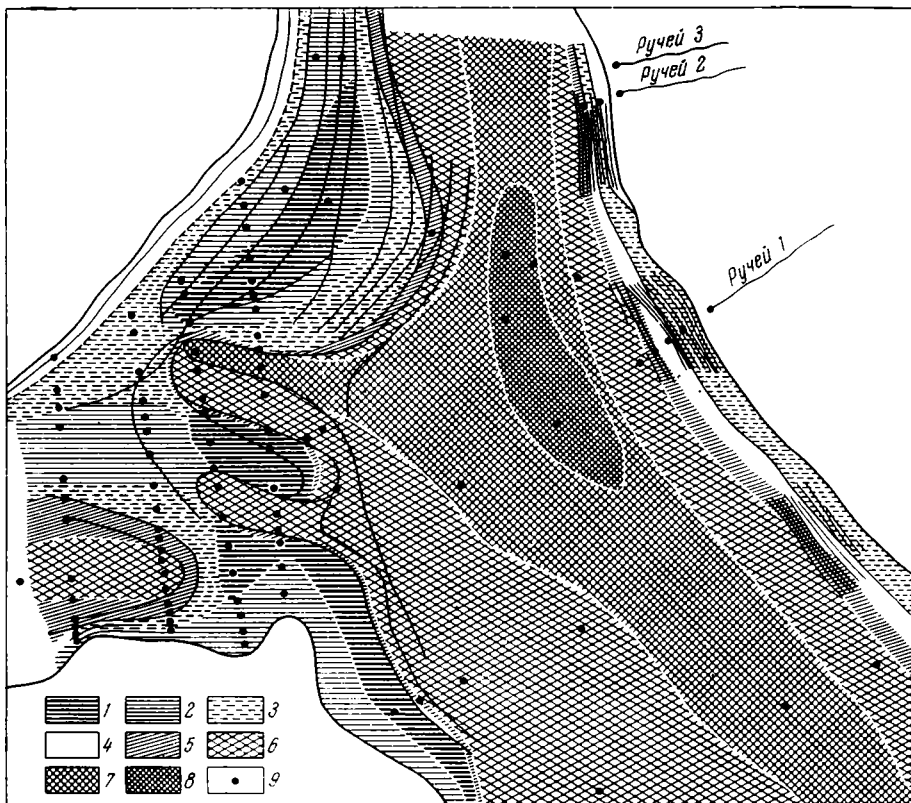


от немногих до 9% максимально¹. Таким образом, карта распределения CO_2 подтверждает ранее сделанные выводы о развитии карбоната марганца в составе руд.

Существенно иначе и даже противоположно выглядит карта распределения $C_{орг}$ (фиг. 14). Наименьшие значения его (<1%) характеризуют, как всегда, прибрежные зоны водоема, в том числе и область развития рудной фации. Здесь картина более пестрая, но общее содержание все же низкое. Максимальные же величины $C_{орг}$ (>5, чаще 6—7%) свойственны профундальной фации, где местами, в более глубоких горизонтах илов, встречаются сапропелевые накопления.

Очень своеобразна карта Eh, составленная Е. И. Соколовой для северной половины озера (фиг. 15). Вся прибрежная зона песков, а также все рудное поле отличаются положительными и высокими значениями Eh; область иловых отложений — отрицательными, достаточно низкими величинами. Нельзя не заметить, что карта Eh довольно хорошо согласуется с картой распределения $C_{орг}$. Прибрежная песчаная и рудная зоны бедны органическим веществом; на больших участках содержания $C_{орг}$ всего 0,19—0,30%, локально они поднимаются до 0,8%, а иногда и до 1,24—1,27%, лишь очень редко несколько превосходя 2%. В профундальных илах количество $C_{орг}$ скачкообразно поднимается до 6—7% и даже выше. К сожалению, карта распределения $C_{орг}$ в рудном поле построена на гораздо меньшем числе определений, чем карта Eh (350 обр.), поэтому она более обща и огрублена, по сравнению с последней, и их соответствие друг другу меньше, чем, вероятно, имеется в действительности.

¹ Несомненно, в родохрозите есть примесь $CaCO_3$ и $MgCO_3$, но она, судя по данным табл. 13, ничтожна.



Фиг. 15. Схема распределения Eh (в мв) в осадках северо-западной части оз. Пуннус-Ярви (по Е. И. Соколовой, 1961)
 1 — от +600 до +500; 2 — от +500 до +400; 3 — от +400 до +300; 4 — от +200 до +100;
 5 — от +100 до 0; 6 — от 0 до -100; 7 — от -100 до -200; 8 — от -200 до -300; 9 — пункты
 определения Eh

Из сопоставления всех пяти карт вытекают три закономерности, существенные для понимания генезиса руд.

1. Все типы озерных отложений — прибрежные, профундальные — содержат Fe и Mn в количествах, явно превышающих кларк, и потому их можно назвать рудными накоплениями. Однако в профундальных илах рудонакопление находится на самой начальной, зародышевой стадии, в прибрежных же осадках оно выражено интенсивно, во вполне развитой форме.

2. Накопления Fe и Mn в литорали и профундали характеризуются вместе с тем совершенно иными их соотношениями, или разным марганцевым модулем. В то время как в профундальных илах марганцевый модуль держится на уровне 0,053—0,060 и марганец, следовательно, здесь резко уступает железу, в прибрежной рудной зоне отношение Mn : Fe в среднем составляет 1,13, т. е. марганец преобладает над железом. Это означает, что в направлении от профундального начального рудонакопления к прибрежному развитому имеет место резко выраженный позитивный сдвиг масс марганца относительно масс железа.

3. Область начального рудонакопления в профундали богата органическим веществом и отличается восстановительными условиями среды с низким Eh (от -100 до -200 мв); область же прибрежной рудной фации бедна органикой и отличается окислительными условиями и высоким Eh (от +300 до +600 мв).

5. МЕХАНИЗМ ВОЗНИКНОВЕНИЯ РУД В оз. ПУННУС-ЯРВИ

Среди многих вопросов, связанных с генезисом руд оз. Пуннус-Ярви, основными и решающими являются три: а) чем обусловлено возникновение в отложениях этого водоема повышенных против кларка содержаний Fe и Mn; б) почему в прибрежной песчаной зоне рудный процесс продвинулся до гораздо более высокой стадии по сравнению с профундальной зоной; в) каков механизм сдвига в прибрежном направлении масс марганца относительно масс Fe.

Накопление повышенных концентраций железа и марганца в озере в целом обязано удачному сочетанию двух процессов: интенсивному выносу обоих элементов из подзолистых почв водосбора и почти полному улавливанию озером вносимых в него количеств Fe и Mn. В начале главы уже была показана миграция того и другого элемента в реках и ручьях, впадающих в оз. Пуннус-Ярви. Улавливание же озером вносимого материала хорошо демонстрируется балансом Fe, рассчитанным Н. И. Семеновичем для августа 1947 года.

«Приближенно баланс железа,— пишет он,— можно выразить следующим уравнением:

$$Q = x + y + z,$$

где Q — количество железа, приносимое в озеро; x — содержание железа в озерной воде; y — количество железа, выпавшего в осадок; z — количество железа, выносимое из озера.

Зная расходы воды за август месяц и содержание железа в притоках, можно подсчитать количество его, принесенное в озеро в этом месяце. Результаты этого подсчета приводятся в табл. 16.

Таблица 16

Приход железа в оз. Пуннус-Ярви

Компоненты водного питания	Количество железа, кг		Сумма
	растворенного	суспензий	
Река Суантака-Йоки	1232,4	1078,4	2310,8
Остальные притоки	182,13	302,8	484,9
Поверхностный безусловный приток и грунтовые воды	317,9	—	317,9
Всего	1732,43	1381,2	3113,6

Как видно из этих данных, суммарное количество железа, принесенное в озеро в течение этого месяца, составило более 3 т, причем из р. Суантака-Йоки вынесено более $\frac{2}{3}$ этого количества. Полученные величины надо считать заведомо преуменьшенными, так как значительное количество железа поступает в озеро в виде влекомых по дну притоков осадков железной охры, которые не могли быть учтены.

Кроме того, величина количества железа, приносимого безусловным стоком и грунтовыми водами, является, очевидно, несколько заниженной... При вычислениях мы исходим из среднего содержания «растворенного» железа в воде притоков второго типа; данными о количестве железа суспензий в ней мы не располагали. Грунтовые же воды, выходящие со дна озера у уреза воды, могли содержать железа... больше, чем это было принято при расчете. Анализы проб воды, взятых в двух прикопках на береговом валу у дер. Хаки-Мяки на глубине одного штыка лопаты, показали, что железо в летний период 1947 г. содержалось в количестве

около 2 мг/л (1,88 мг/л Fe 9/VIII и 1,78 мг/л 14/IX; в прикопке у ручья № 20 количество его составило 2,46 мг/л Fe 14/IX).

...Вынос железа z из озера рекой Пуннус-Йоки в летний период настолько ничтожен, что практически может быть принят равным нулю. Остается рассмотреть два последних члена... уравнения x и y , характеризующих содержание железа в самом озере. Гидрологическая съемка озера показала, что железо обычно встречалось только с глубины 5 м. Объем водной массы от этой глубины до дна составляет $27,4 \times 10^6 \text{ м}^3$. Среднее арифметическое для содержания железа в этом объеме воды, вычисленное на основании данных 12 гидрологических серий (52 анализа) в августе 1947 г., составляло 50 мг/м^3 , что для всего объема выразится в $x = 1370 \text{ кг}$, а $y = 1744 \text{ кг}$, т. е. более 50 % от величины Q . Таким образом, в летний период в озере происходит интенсивная аккумуляция железа. Оседающие из воды железистые взвеси распределяются более или менее равномерно по всей площади дна профундали, чему благоприятствует морфология озерного ложа, представляющего собой плоскостонную впадину с крутыми склонами» (Семенович, 1958, стр. 38—39).

Выводы, полученные для железа, принципиально применимы и к марганцу. В зимнее время количество Fe + Mn, поступающее в озеро, конечно, несколько меньше, чем летом, а количество их, выносимое из озера, несколько больше, чем летом, ибо при зимней стагнации содержание Fe в верхних слоях озера, питающих сток р. Пуннус-Йоки, слегка увеличивается. Однако положительный баланс для Fe + Mn, столь резко выраженный летом, принципиально удерживается и зимой. Так в годичном цикле осадки оз. Пуннус-Ярви обогащаются железом и марганцем.

Что же вызывает сдвиг масс этих элементов из профундали в литораль и притом с опережением у Mn относительно Fe? Сейчас, когда известны не только физико-химические условия в осадках озера, но и состав иловых вод, ответ может быть однозначным: диагенетическое перетекание Fe^{2+} и Mn^{2+} из осадков профундали в песчаные отложения литорали с последующим окислением их здесь и образованием гидроокисных стяжений.

В самом деле, как указывалось выше, для песчаных отложений типичны высокие значения Eh, хорошая аэрация, близкая к аэрации наддонной воды, и отсюда практическое отсутствие или лишь ничтожнейшее содержание в иловом растворе Fe и Mn. В профундальных илах среда восстановительная, значения Eh отрицательные и низкие, кислорода нет, зато содержания железа и марганца резко увеличены (Fe в среднем 4,03 мг/л, Mn — 5,9 мг/л). При близком соседстве двух столь различных сред и их взаимопереходе неизбежен диффузионный подток Fe и Mn из профундальных илов в песчаную зону с образованием здесь концентраций обоих элементов. При этом, поскольку в иловых водах профундали содержания Mn выше содержаний Fe, прибрежные рудные накопления оказываются в среднем более богатыми марганцем, а не железом, и резко отличаются в этом отношении от профундальных илов. Подчеркнем, что перетекание обоих компонентов происходит именно в самом осадке, а не путем выхода их в наддонную воду и затем перемещением придонного ее слоя вверх по рельефу, как полагает Е. И. Соколова. Невозможность такого механизма, помимо разных других соображений, явствует из того, что по существующим анализам содержания Mn на всех горизонтах наддонной воды ниже содержаний железа. Такая вода не может вызвать избыточного обогащения руды марганцем относительно железа. Создать его может лишь диффундирующий иловый раствор, в котором марганца в среднем больше, чем железа, что естественно для более геохимически активного элемента.

Одновременно с перетеканием Mn из илов в прибрежную зону диффундировали также Co, Ni, Cu, Mo, Zn, сопровождающие марганец, и создался тот своеобразный парагенез Mn и микроэлементов, который с некоторыми вариациями и большей или меньшей выраженностью мы будем

постоянно встречать в дальнейшем в нормально-осадочных марганцевых накоплениях.

Так как иловая вода в ленточных глинах, подстилающих руду, также содержит повышенные количества Fe и Mn (причем второй преобладает над первым), то при формировании руд принципиально был возможен подток обоих элементов снизу вверх, из ленточных глин в современные песчаные осадки. Однако этот процесс по сравнению с первым не мог иметь существенного значения. Ведь содержания Fe и особенно Mn в ленточных глинах резко уступают содержаниям их в современных илах (см. табл. 6). Кроме того, ленточные глины — это уже уравновешенная система, в ней нет активных редукционных процессов и активной генерации ионов Fe^{2+} и Mn^{2+} , тогда как современные богатые органикой, железом и марганцем профундальные илы находятся на стадии весьма активных редукционных процессов, и генерация все новых масс Fe^{2+} и Mn^{2+} идет здесь, так сказать, полным ходом. Вот почему главным и решающим источником вещества литоральных руд оз. Пуннус-Ярви следует считать не подстилающие ленточные глины, а латерально замещающие их профундальные илы. С этой трактовкой согласуются и данные о том, что содержание Fe и Mn в ленточных глинах остается совершенно одинаковым как в местах, где они подстилают руду, так и на участках, где они подстилают профундальные илы. Этот пример открывает одну важную сторону природных процессов. При сопоставлении физико-химических показателей (в частности, Eh) нельзя ограничиваться только констатацией различий и возможного направления геохимических процессов. Необходимо еще выяснить, насколько энергично идет в среде, отдающей вещество, процессы, генерирующие отдаваемый компонент. Иначе говоря, помимо статики, нужно учитывать еще динамику, скрывающуюся за физико-химическими показателями среды.

Тип рудного процесса, формирующего накопления Fe и Mn в оз. Пуннус-Ярви, следует назвать седиментационно-диагенетическим. В седиментационную стадию в озере в целом возникают содержания обоих элементов, заметно превышающие их кларковые величины. В диагенезе и Fe, и Mn перераспределяются, перемещаясь латерально из озерной профундали в литораль и формируя здесь собственно руды. При этом количественные соотношения рудных элементов радикально изменяются, и геохимически более подвижный марганец в рудах приобретает господствующее положение, хотя в исходных профундальных илах он резко уступает железу.

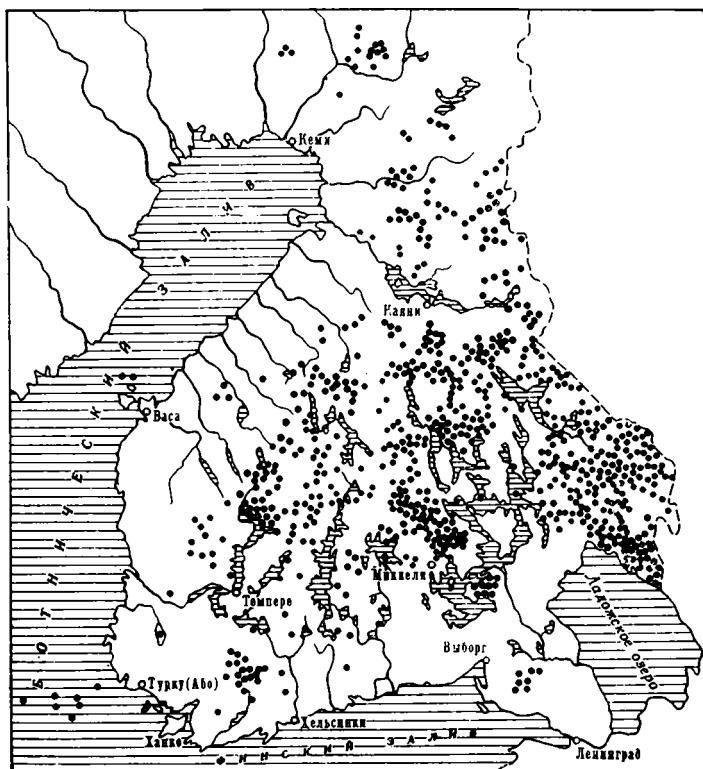
Чрезвычайно интересен вопрос о темпах образования руды в изученном водоеме. Возраст озера определяется в 5000 лет (Семенович, 1958). Однако темные илы, с которыми мы генетически связываем рудонакопление, составляют лишь малую верхнюю зону разреза послеледниковых илов. Стало быть, длительность рудообразования должна измеряться сотнями лет (до 1000—1200 лет), т. е. оно представляет собой довольно быстрый процесс. Но имеются указания на еще более быстрое формирование стяжений. Так, Б. В. Перфильев получил на чугунном бруске, положенном в озеро, полусферические вздутия и желваки, сходные с природными стяжениями. Микроскопическими исследованиями в них обнаружено присутствие более или менее характерных нитей, иногда спирально изогнутых. Эти желваки Б. В. Перфильев рассматривает в качестве биогенных образований, возникших в результате жизнедеятельности бактерий. В. О. Калинин (1949) наблюдал подобное же образование на металлических предметах, попавших на дно озера во время военных действий 1939—1940 гг., и также трактует его как биогенное образование. Таким образом, возраст обрастаний в данном случае 8—9 лет. Но «подобный темп железнакопления, — справедливо пишет по поводу этих находок Н. И. Семенович, — ... вряд ли можно предполагать для

естественного рудообразования, которое, несомненно, протекает значительно медленнее, так как источником железа является внешняя среда, а не само тело, на котором возникают подобные образования» (Семенович, 1958, стр. 59).

6. ТИПЫ РУДООБРАЗУЮЩИХ ОЗЕР БАЛТИЙСКОГО ШИТА И НАКОПЛЕНИЕ В НИХ МАРГАНЦА

Помимо оз. Пуннус-Ярви, на Балтийском щите имеется еще огромное число рудообразующих озер, представление о которых дает карта (фиг. 16).

К сожалению изучены эти озера гораздо меньше, чем оз. Пуннус-Ярви. И тем не менее ознакомление с ними дает дополнительно ряд новых штри-



Фиг. 16. Распределение рудообразующих озер на Балтийском щите (по Аарно, 1915)

хов и вскрывает новые стороны озерного железо- и марганцеворудного процесса, которые не видны на детально рассмотренном нами водоеме.

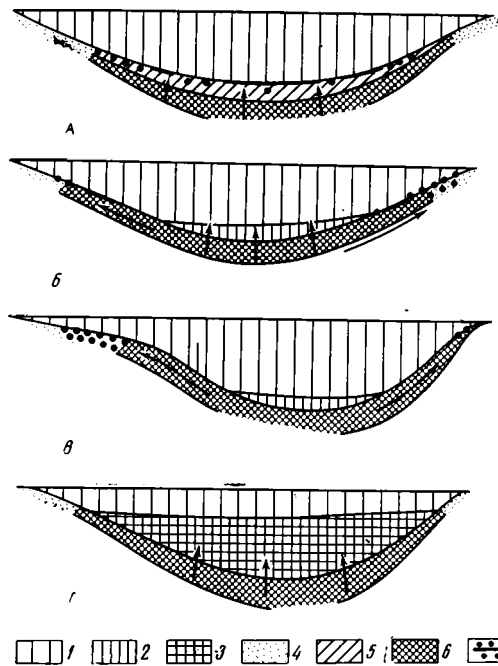
Рудные озера Балтийского щита обладают некоторыми общими лимнологическими особенностями, которые отражены на табл. 17, суммирующей исследование 57 финских озер (Семенович, 1958). Лимнологические данные по советским озерам количественно ограничены, но хорошо уязвляются с соответствующими материалами по финским озерам.

Рудные озера отличаются чрезвычайно малой минерализацией воды. Одна половина их имеет минерализацию 26—50 мг/л, другая — 51—70 мг/л. Вода мягкая, ее жесткость обычно меньше 1°; соответственно кальция содержится всего 1—4,0 мг/л. Цвет воды чаще зеленый, желто-зеленый и желто-коричневый, что указывает на малое содержание растворенного органического вещества. С этим согласуется и низкая окисляемость воды,

Гидрохимическая характеристика озер Балтийского щита в летний период
(по Н. И. Семеновичу, 1958)

Физио-химический показатель	Количество учебных озер	Пределы колебаний	Градации показателей	Частота встречаемости, в % от общего числа
Цвет воды	48	—	Сине-зеленый Зеленый Желто-зеленый Желтый и желто-коричневый Коричневый	8 15 13 33 31
Окисляемость, мг/л	37	3,8—36,0	<4 4—9 10—15 16—20 >20	11 59 8 14 8
pH, поверхность	41	5,6—8,9	<6,2 6,2 6,3—6,6 6,7—6,9 7,0—7,4 7,6—7,8 >7,8	2 7 23 44 15 7 2
pH, дно	29	6,1—7,1	6,2 6,3—6,6 6,7—6,9 7,0—7,1	7 55 31 7
Плотный остаток, мг/л	16	26—72	26—50 50—70 >70	50 44 6
Общая жесткость, в немецких градусах	31	0,2—1,6	0,2—0,5 0,6—1,0 >1,0	42 42 16
Ca ⁺⁺ , мг/л	16	0,2—9,1	<1 1—2,5 2,6—4,0 >4,0	6 38 38 18
Потеря при прокаливании, в % от плотного остатка	16	15—79	15—30 31—50 >50	28 36 36
O ₂ , мг/л, дно	45	0,42—12,77	<7 7—9 >9	11 47 42
Fe общее, поверхность	29	0,0—0,5	0—следы 0,1—0,2 0,2—0,5	52 41 7
Fe общее, дно	23	0,0—1,82	0—следы 0,1—0,2 0,3—0,5 0,5	52 34 9 5

чаще всего 4—9 мг/л, что отвечает примерно 2—4 мг/л $C_{орг}$. В классификации озер поэтому рудные водоемы относятся чаще всего к олиго- и мезогумозным, редко к полигумозным. Характерно обилие кислорода во всей массе воды от поверхности до дна. Чаще всего его 7—9 мг/л и более. Следовательно, озера обладают хорошо выраженной окислительной водой: рН на поверхности 6,3—6,9, редко выше (до 7,6), у дна слегка кислее. Соответственно с этим содержания железа в воде (растворенного + взвешенного) ничтожны как в поверхностном горизонте, так и у дна (от сотых долей до немногих десятых миллиграмма на литр).



Фиг. 17. Типы озерных накоплений марганца

А — озера Мончозерской группы, $C_{орг}$ в илах мало (2—3%); Б — оз. Суйстамон-Ярви, $C_{орг}$ в илах повышено (3—5%); В — оз. Пуннус-Ярви, $C_{орг}$ значительно (6—7%); Г — безрудные эвтрофные озера, сапропелевые илы.

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

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

Выделяются три характерные озерные группы (фиг. 17). Первую группу образуют озера Шотландии, Северной Швеции, Кольского полуострова, Онежское и Ладожское. Накопления железа и марганца в них приурочены целиком (или почти целиком) к профундали бассейна, причем здесь они локализируются порой на наибольших глубинах дна (фиг. 18). В сублиторали, особенно же литорали, железо и марганец не накапливаются, 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 разных размеров, обычно незначительных (от долей до немногих миллиметров); 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 полуострове) рудные корки покрывают 16% поверхности 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 $\frac{2}{3}$ и $\frac{3}{4}$ всей площади вне мелководья.

Ко второй группе озер относятся водоемы, в которых рудные образования отсутствуют на главной части профундали, сохраняясь лишь в ограниченной ее краевой части, но зато занимают всю сублитораль и литораль; иногда в последней руд не бывает (фиг. 19).

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

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

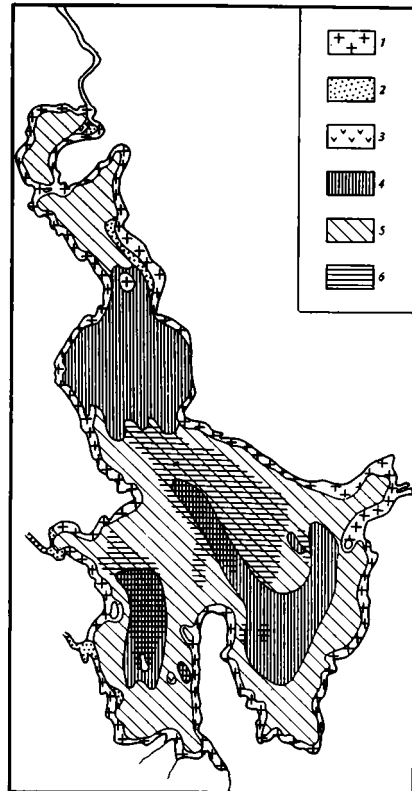
На площади озера оруденение выражено в виде ленты, окаймляющей периферию водоема и пятнами спускающейся из мелководной зоны в краевую часть профундали. В прибрежной части руды лежат на песках, в сублиторали и краевой части профундали — на мягких алеврито-глинистых илах. В песчаной зоне оруденение представлено 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 руда локализована исключительно в пределах литорали, на глубине 1—3,5 м, отсутствуя в профундали, но еще спускаясь в ряде случаев в сублитораль. «Миграция» руд из глубоководной озерной зоны в мелководную достигает в данном случае своего завершения. К третьей группе относится множество рудных озер в Финляндии, а у нас — в Карелии и в Ленинградской области, в частности Выгозеро, Янис-Ярви, Пуннус-Ярви и др. Это единственный известный пока в геологической литературе тип рудных озер, ставший, можно сказать, классическим.

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.

В таблицах 18 и 19 сопоставлены данные по содержанию Fe, Mn и P в отложениях озер всех групп и в рудных выделениях.

Таблицы позволяют установить ряд интересных фактов. Пески, алевриты и илы рудных озер обнаруживают обычно, но не всегда, повышенное содержание железа (до 5,3—12,69%). Увеличение количества железа почти всегда сопровождается возрастанием содержания марганца, причем последнее увеличивается даже быстрее, чем концентрации железа, и

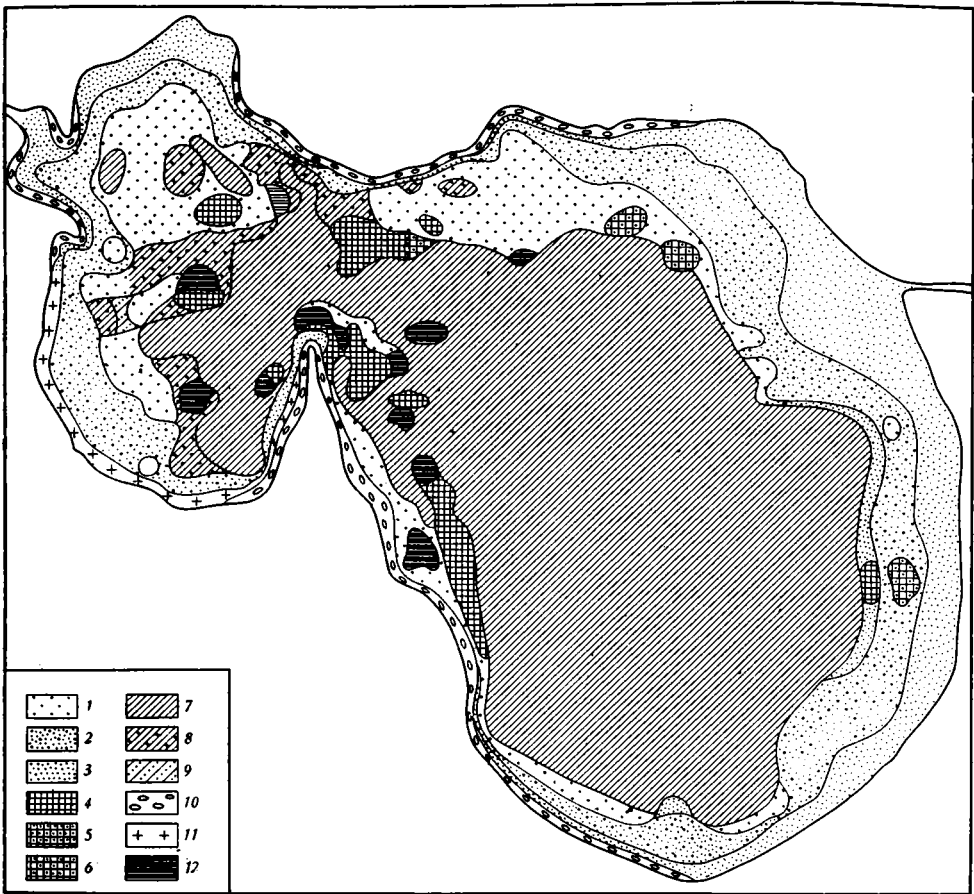


Фиг. 18. Схема донных отложений оз. Верхнее Волчье (по А. А. Нагелю и А. Д. Зиновой)

1 — камни; 2 — песок; 3 — глина; 4 — ил бурый; 5 — ил зеленый; 6 — железистые отложения

Содержание (в %) Fe, Mn, P в илах и рудах

Озера	Илы				Рудные выделения				Литературный источник
	Fe	Mn	P	Mn: Fe	Fe	Mn	P	Mn: Fe	
I группа									
Хольсфюрд:									
глубина 10 м	5,50	0,39	—	0,071	31,4	2,84	—	0,09	—
» 80 м	6,17	0,11	—	0,018	29,35	3,40	—	0,11	—
» 148 м	6,16	0,34	—	0,055	17,08	1,27	—	0,074	—
Онежское:									
ст. 6, ил	—	—	—	—	—	—	—	—	К. К. Гильзен (1918), К. К. Гильзен и И. И. Гинзбург (1930)
ст. 11, »	8,54	2,00	—	0,234	14,77	20,48	0,76	1,38	Они же
ст. 13, »	—	—	—	—	12,95	23,10	0,51	2,17	»
Ладожское:									
ст. 10, ил	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 (1964б)
Высокое:									
глубина 0,2 м, песок	5,87	—	—	—	—	—	—	—	Она же
» 18 м	—	—	—	—	21,48	—	—	—	»
Глубокое:									
глубина 7 м, ил . . .	5,6	—	—	—	—	—	—	—	»
» 17 м, ил с рудной коркой . .	—	—	—	—	21,16	0,43	—	0,02	»
Куурк-Ярви-Лубол:									
глубина 0,2 м, песок	1,83	0,04	—	0,22	—	—	—	—	»
» 5,5 м, ил . . .	9,23	—	—	—	—	—	—	—	»
» 14 м, твердая рудная корка . . .	—	—	—	—	47,37	—	—	—	»
глубина 15,5 м, руд- ная 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 (Twen- hofel a. oth., 1945)
III группа									
Желе- зоруд- ные	Кривое	—	—	—	23,7	14,1	0,9	0,6	Е. В. Копченова (1934)
	Кончозеро	—	—	—	41,16	11,3	0,05	0,27	Она же
	Сегозеро	—	—	—	33,82	11,0	0,02	0,32	»
	Среднее для 79 озер Повенец- кого уезда	—	—	—	41,41	1,30	0,22	0,027	А. А. Иностран- цев (1877)
Видостери (Швеция), среднее из 411 образ- цов	—	—	—	—	35,2	5,5	—	0,156	Льонгрэн (Ljung- gren, 1953)
Больмен (Швеция), сред- нее	—	—	—	—	38,0	2,1	—	0,06	Он же



Фиг. 19. Схема донных отложений оз. Суйстамон-Ярви (по Н. И. Семеновичу)
 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

бывает равно 0,10—2%. Этот рост особенно ярко сказывается в марганцовом модуле (т. е. отношении Mn : Fe): от 0,010—0,020 он поднимается обычно до 0,030—0,230.

Возникновение рудных концентраций — корок, бобовин, оолитов — происходит за счет не только усиленной концентрации железа, но и еще

Таблица 19

Химический состав (в %) железо-марганцовых руд в озерах района Пизольви
 По О. Ваасйоки (Vaasjoki, 1956)

Озеро	Mn _{макс}		Mn _{миним}		Fe _{макс}		Fe _{миним}		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	14,4	14,4	6,0	36,6	0,16
Койрусези (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

Содержания Fe, Mn, Ti и малых элементов

Местонахождение руд	Fe	Mn	Ti	V	Cr
	%				
Речные накопления Fe и Mn, корки на валунах в р. Ликё (Швеция):					
обр. 1	23,1	35,2	—	30	20
» 2	13,3	24,32	—	100	20
» 3	34,3	24,32	—	—	—
» 4	24,85	23,36	—	—	—
» 5	12,95	21,44	—	—	—
» 6	15,05	21,12	—	100	30
» 8	25,53	18,88	—	—	—
» 9	24,5	10,46	—	—	—
» 10	43,4	6,08	—	50	<20
Озерные руды в оз. Тисьон (Швеция):					
обр. 11	54,6	3,20	—	—	—
» 12	56,0	3,20	—	—	—
» 13	40,95	1,28	—	100	<20
» 14	48,6	0,96	—	50	<20
» 15	50,75	0,65	—	—	—
Финские озера:					
Койрусвези	18,8	14,1	0,10	<10	<10
»	34,8	5,9	0,01	<10	<10
»	12,0	8,9	1,0	<10	<10
»	31,0	12,0	0,03	<10	<10
»	49,9	0,6	<0,01	<10	<10
»	26,1	17,6	0,03	<10	<10
Лис-Ярви	44,22	1,15	0,15	<10	<10
»	33,43	1,10	0,08	<10	<10
Нилакка	44,22	0,89	0,10	<10	<10
Пунелла	26,52	2,92	<0,01	<10	<10
Лопен-Ярви	42,44	0,83	0,03	<10	<10
Кирма-Ярви	25,4	25,3	0,20	<10	<10
Кенд-Ярви	27,28	15,35	0,20	<10	<10
Кирёс-Ярви	40,4	0,20	0,02	<10	<10
Железо-марганцовые стяжения в шведских озерах, среднее	35,63	4,70	0,09	10	10
Железо-марганцовые стяжения в карело-финских озерах, среднее	38,3	2,85	0,08	10	10

* Малые элементы по данным спектрального анализа.

более значительного накопления марганца. Отношение Mn : Fe поэтому в рудных корках оз. Хольсфиорд поднимается до 0,074—0,11, в конкрециях же Ладожского озера — до 1,42, Онежского — до 1,38—2,17. Таким образом, отношение марганца к железу непрерывно растет в ряду: кларковое содержание Fe и Mn в илах → повышенные их количества в илах → 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 дали высокие марганцо-

в рудах шведских и финских озер *

Co	Ni	Cu	Mo	W	Ba	Pb	Zn	Ga	Литературный источник
10 ⁻⁴ %									
200	80	—	30	—	—	<90	—	—	П. Льюнгрен (Ljunggren, 1955)
300	100	—	30	—	2000	<30	—	—	Он же
200	30	—	—	—	1000	—	—	—	»
20	20	—	—	—	500	—	—	—	»
200	≤10	—	—	—	800	—	—	—	»
500	100	—	30	—	5000	80	—	—	»
600	≤10	—	—	—	500	—	—	—	»
100	30	—	—	—	—	—	—	—	»
30	10	—	<30	—	1000	<30	—	—	»
≤10	≤10	—	—	—	100	—	—	—	»
—	Следы	—	—	—	300	—	—	—	»
50	50	—	30	—	2000	<30	—	—	»
20	30	—	30	—	1000	<30	—	—	»
≤10	≤10	—	—	—	500	—	—	—	»
100	30	—	<50	<100	—	—	—	—	С. Ландергрен (Landergren, 1948)
200	60	—	<50	<100	—	—	—	—	Он же
80	20	—	60	<100	—	—	—	—	»
100	100	—	<50	<100	—	—	—	—	»
300	10	—	<50	<100	—	—	—	—	»
80	40	—	<50	<100	—	—	—	—	»
100	10	—	<50	<100	—	—	—	—	»
60	10	—	<50	<100	—	—	—	—	»
80	40	—	<50	<100	—	—	—	—	»
80	≤10	—	<50	<100	—	—	—	—	»
200	≤10	—	<50	<100	—	—	—	—	»
70	80	—	<50	<100	—	—	—	—	»
200	100	—	<50	<100	—	—	—	—	»
100	30	—	<50	<100	—	—	—	—	»
80	40	40	30	—	0,1	27	50	10	Ф. Мангейм (Manheim, 1965)
130	40	—	50	<100	—	—	—	—	Он же

вые концентрации (11—14%); дважды они встречены в Онежском озере (20, 48 и 28,10%) и один раз в Ладожском (9,14%). Финские руды резко обогащены марганцем, но в то время как в рудах оз. Пуннус-Ярви марганцевый модуль колеблется в пределах 0,16—2,84 при среднем 1,14, в рудах финских озер его максимальная величина 0,51, чаще же всего 0,12—0,21.

Из сопоставления марганцевых модулей обычных осадков, илов, несколько обогащенных железом и марганцем, и железо-марганцевых накоплений видно, что по мере усиления рудного процесса имеет место не прогрессирующая дифференциация Fe и Mn, а их увеличивающееся сме-

шение, интеграция. С этим любопытным и пропущенным до сих пор явлением в геохимии Fe и Mn мы еще встретимся в дальнейшем. Оно имеет принципиальное значение для понимания сущности разных типов осадочного марганцеворудного процесса вообще.

Содержания малых элементов определены в ограниченном числе руд (табл. 20). Приведены лишь те, которые определялись в оз. Пуннус-Ярви. Первые 10 образцов в табл. 20 представляют собой железо-марганцевые руды, с высоким марганцевым модулем, остальные пять — железные руды, иногда с несколько повышенным содержанием марганца. Характерно, что первая группа отличается от второй более высокой концентрацией Co, Ni и, вероятно, Cu (?), а также Pb и Ba — характерными спутниками марганца в осадочных рудах. Вместе с тем по сравнению с рудами оз. Пуннус-Ярви марганцевые руды Швеции вообще резко обогащены всеми микроэлементами. То же отмечается в финских рудах, анализированных Ландергреном (Landergren, 1948). Причина этого по существующим в литературе данным не может быть установлена с достоверностью. Вероятнее всего, здесь сказывается влияние региональных условий: много, чем у оз. Пуннус-Ярви, состава водосборной площади.

Весьма интересны также величины средних содержаний микроэлементов в шведских и карельских озерах, вычисленные Ф. Т. Мангеймом (Manheim, 1965). В целом анализированные руды относятся к группе железных, несколько зараженных марганцем, но повышенные содержания Co, Ni, Cu, Mo, Ba и здесь проступают довольно отчетливо. Это указывает, по-видимому, на то, что присутствия в руде 3—5% марганца достаточно для того, чтобы характерный для этих руд парагенез микроэлементов уже проявил себя.

Изложенные факты ставят перед нами три взаимосвязанных вопроса: что вызывает современную общую обогащенность рудных озер и железом, и марганцем? Какова генетическая природа озерных руд и что определяет разную их локализацию на озерном дне — в профундали, сублиторали, литорали? Что контролирует в некоторых случаях резкое обогащение руд марганцем и переход их в железо-марганцевые?

7. МЕХАНИЗМ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦОВЫХ РУД В ОЗЕРАХ БАЛТИЙСКОГО ШТАТА

Уже давно (Страхов, 1947) было отмечено, что рудный процесс в северных озерах представляет собой как бы зафиксированную озерно-болотными осадками эволюцию почвообразовательного процесса в таежно-подзолистой зоне, в частности переход его из щелочной стадии в кислую, «разрешавшую» миграцию Fe вместе с Mn. В рыхлых породах развитие кислой стадии происходит довольно быстро, в пределах нескольких тысячелетий, т. е. геологически почти мгновенно; на плотных изверженных и метаморфических породах — гораздо медленнее. Аналогичным путем эволюционирует и состав грунтовых вод, дренируемых озерами и реками. Неодинаковой скоростью «созревания» почв и грунтовых вод в разных точках водосборов объясняется, почему в одном и том же регионе наряду с железо-марганцевыми рудными водосемами встречаются и безрудные. Существенную роль в обогащении озерных осадков железом и марганцем играет также форма поступления их в озера. Как известно, эти элементы могут мигрировать по-разному: в виде истинных растворов — бикарбонатов, выносимых грунтовыми водами; в виде взвеси «ржавца» — $Fe(OH)_3$, получившегося в ручьях и реках в результате окисления бикарбонатов; в составе терригенной взвеси, возникшей за счет механической денудации водосборов; наконец, в виде железо-марганцево-органических коллоидов — гумусовых веществ. Судьба железа, поступившего в озеро в этих формах, различна. Взвесь, «ржавец» и бикарбонаты железа, внесенные

в озеро, остаются в нем, более или менее быстро оседая на дно и тем самым способствуя накоплению железа в водоеме и переходу его на стадию рудного озера. Гумусовые же вещества, несущие с собой железо, отличаются большой устойчивостью. Б. А. Скопинцевым (1950) было указано, что за летний период в озерах умеренной влажной зоны окисляется всего 12—20% гумусовых веществ; при этом сам процесс зависит от температуры воды. При температуре $+2^{\circ}$ кислорода на окисление органического вещества расходуется только 0,7—2,5 мг/л, при 12° —1,6—5,0 мг/л, при 22° —3,6—11 мг/л. Это означает, что железо- и марганцево-гумусовые вещества являются в основном транзитной формой железа и марганца; они способствуют не удержанию и накоплению этих элементов в озерах, а выносу их. Не случайно поэтому, что подавляющее большинство рудных озер Балтийско-Беломорского региона, по подсчетам Н. И. Семеновича (1958), относится к олиго- и мезогумозным, полигумозные редки.

Таким образом, рудные железо-марганцевые озера появляются там, где на водосборах достаточно развиты подзолообразовательный процесс и заболачивание и где вместе с тем миграция этих двух элементов в органико-минеральной форме подавлена всеми другими формами их переноса. Следовательно, некоторая обогащенность рудных озер железом и марганцем возникает еще 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 диагенезе, 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. Ход диагенетического перераспределения в разных водоемах неодинаков и контролируется 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 дно. А так как гелевые сгустки и частицы взвеси весьма малы, то 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 верхний 10—20-сантиметровый слой профундальных илов. При благоприятном сочетании первичной седиментационной обогащенности осадков 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), редуцированное железо и марганец перемещаются диффузионно по пласту осадка в более мелководные фации, менее богатые первичным $C_{орг}$, и здесь оседают, обогащая их рудными компонентами. Возможность и реальность такого процесса была продемонстрирована на примере оз. Пуннус-Ярви.

Следовательно, три типа распределения руд железа и марганца в озерах, описанные выше, представляют собой разные формы диагенетической миграции этих элементов внутри озерных осадков, миграции, обусловленной ростом трофности озера и обогащения его отложений органическим веществом.

Остается ли на этом история перераспределения марганца и железа? Думаем, 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 стагнаций Fe^{2+} и Mn^{2+} проникают из ила в наддонную воду, быстро поглощают 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, не образуя нигде высоких концентраций; значительная часть $Mn + Fe$ при этом при весенней и осенней гомогенизации выбрасывается за пределы озер (Ивлиев, 1937). Рудный осадочный процесс во всех трех описанных формах по существу прекращается. И если в разрезе озерной толщи, в ее более глубоких горизонтах, все же каким-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 манганосидеритовых стяжений, подчиненные преимущественно тонкозернистым породам.

Этим процессом превращения вначале олиготрофного озера в мезотрофное, а потом в эвтрофное обусловлено то, что окисные озерные руды встречаются в древних отложениях очень редко, по-видимому, в специфических условиях задержанного развития эвтрофии. Весь тип озерных окисных руд оказывается вместе с тем эфемерным, неустойчивым во времени образованием, возникающим на одних стадиях жизни озера, исчезающим на других.

Однако эфемерность окисного рудообразования в озерах не мешает выделению его в качестве самостоятельного фациально-генетического типа озерных железо-марганцевых руд, связанных с чисто железными рудами постепенными переходами.

Заканчивая характеристику озерного железо-марганцевого процесса, подчеркнем одну своеобразную и важную его особенность.

Геохимия обоих элементов, несомненно, находится под весьма большим влиянием органического вещества, сложным и противоречивым.

Образование железо- и марганцевоорганических соединений на водосборах резко усиливает транспортабельность Fe и Mn , и хотя их выщелачивание из субстрата усиливается, органическое вещество не содействует рудонакоплению, а тормозит его, ибо задерживает садку обоих элементов в путях миграции. Они транзитом проходят озерно-речную систему и выбрасываются в море. Континентальное железо- и марганцenaкопление задерживается.

В самом бассейне наличие органического вещества в осадке содействует редукции Mn^{4+} в Mn^{2+} и его диагенетическому перераспределению. Но это позитивное влияние проявляется лишь до определенных пределов. При большой трофности озера Fe и Mn уже не накапливаются в нем, но выбрасываются из него.

Так один и тот же фактор при разной своей активности может влиять на марганцеворудный процесс то положительно, усиливая его, то отрицательно, затормаживая или даже совсем подавляя.

НАКОПЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В МОРСКИХ ВОДОЕМАХ, ПИТАЕМЫХ ТОЛЬКО ТЕРРИГЕННЫМ МАТЕРИАЛОМ

Весьма любопытные и важные черты в геохимии марганца и его накоплений вскрываются при изучении современных морей, питаемых только терригенным материалом, как взвешенным, так и растворенным.

Водоемы этой группы включают: а) Арктический океан с краевыми морями — Белым, Гренландским, Баренцевым, Карским, Лаптевых и Чукотским; б) Балтийское море; в) Черное море. В каждой из этих групп наряду с некоторыми общими чертами выступают и индивидуальные, специфические, открывающие новые, часто очень важные черты геохимии марганцевородного процесса. Поэтому мы остановимся на характеристике этих групп морей с некоторыми подробностями.

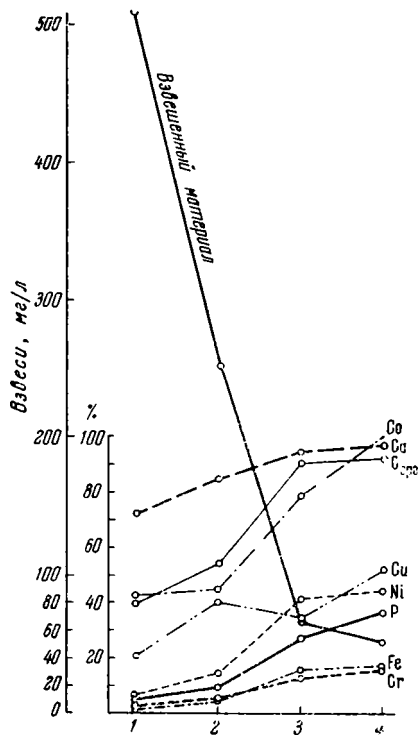
Изучение железо-марганцевых конкреций в названных бассейнах началось давно (Самойлов, Титов, 1922; Архангельский, Копченова, 1935). Однако только за последние 10 лет оно приобрело широкий размах, углубилось и переросло в общую геохимию Fe и Mn, причем было получено много существенных данных, особенно в исследованиях Т. И. Горшковой, А. С. Пахомовой, Ф. Т. Мангейма, Б. А. Скопинцева, Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной, М. А. Глаголевой, В. Ф. Севастьянова, И. И. Волкова и др. Приведенный ниже материал суммирует данные этих исследований, несколько пополняя их определениями малых элементов, выполненными в ГИН на образцах, полученных от Т. И. Горшковой и Е. Н. Невесского.

I. НАКОПЛЕНИЯ МАРГАНЦА В АРКТИЧЕСКОМ БАСЕЙНЕ И ЕГО КРАЕВЫХ МОРЯХ

1. Формы миграции марганца и сопровождающих его элементов в речных водотоках, питающих северные моря

Арктический бассейн (L) вместе со своими краевыми морями занимает площадь 13 100 000 км², а его водосборная площадь (B) равна 12 003 000 км²; следовательно, $B : L = 0,92$.

Ширина водосборной площади Арктического бассейна резко неодинакова в разных его частях. Так, в пределах Западно-Сибирской низменности граница водосбора отодвигается на юг более чем на 5000 км, в то время как в Гренландии это расстояние исчисляется несколькими десятками километров. Основное питание бассейна осадочным материалом идет со стороны Евразии и осуществляется реками: Северной Двиной, Печорой, Обью, Енисеем, Леной, Индигиркой, Колымой. Осадочный же материал, поступающий с Северо-Американского континента, в основном оседает



Фиг. 20. Изменение форм миграции элементов вдоль р. Оби (по И. Л. Нестеровой)
 1 — у Барнаула; 2 — у Колпашева;
 3 — у Сургута; 4 — у Салехарда

в многочисленных заливах и проливах Канадского архипелага, и только вынос р. Макензи попадает непосредственно в Арктический бассейн (Белов, Лашина, 1961). Рельеф большей части водосборов (Канады, Европейской части СССР, Западно-Сибирской низменности) плоский, равнинный, с высотами менее 200 м. Территория Сибирской платформы представляет собой плоскогорье, приподнятое на 500—1000 м, а Северо-Восток СССР (начиная от Верхоянья и далее) — хорошо выраженную горную страну. Соответственно тектонический режим большинства водосборов вялый, платформенного типа, и только на северо-востоке Азии он более активный. Но даже и здесь проявления современного вулканизма отсутствуют. *Питание Арктического бассейна, таким образом, осуществляется целиком за счет терригенного материала, сносимого с водосборов.*

Вялость тектонического режима и плоский рельеф большей части водосборной площади Арктического бассейна, несомненно, благоприятствуют развитию на них химического выветривания. Но в то же время этому препятствуют чрезвычайно неблагоприятные климатические условия.

Водосборы Арктического бассейна почти на всей своей площади обладают средней годовой температурой ниже нуля, а в полосе, примыкающей к берегу, особенно в Сибири, — даже ниже минус 10°. Лишь небольшие участки в Европейской части СССР (Северная Двина), в верхнем течении Иртыша, Оби, Енисея и Лены выходят в зону положительных среднегодовых температур. Положительные температуры (выше 0°) у побережья бывают в течение менее четырех месяцев в году, южнее — в течение шести-семи месяцев. Годовое количество осадков колеблется от 200 до 400 мм, редко превышая эту норму.

Сочетание низких температур и малой влажности обуславливает преобладание механического выветривания на площади водосборов Арктического бассейна, особенно в зоне, непосредственно примыкающей к берегу. Такой характер выветривания доказывается составом терригенных минералов в отложениях бассейна. Среди них, по данным Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной (1961), присутствуют не только устойчивые минеральные виды, но и ряд малоустойчивых и совсем нестойких: гиперстен, разнообразные роговые обманки, эпидот, плагиоклазы. Содержание неустойчивых минералов настолько значительно, что именно по ним названные авторы выделяют на площади бассейна терригенно-минералогические провинции.

Арктический океан и его краевые моря питаются многими крупными реками: Северной Двиной, Мезенью, Печорой, Обью, Енисеем, Леной, Яной, Индигиркой, Колымой. Из них только в воде р. Оби известны сейчас формы миграции элементов, изученные И. Л. Нестеровой (1960). Полученные ею данные приведены в табл. 21.

В ней выступают три весьма существенных для нас факта. Во-первых, на всем протяжении р. Оби от верхнего течения (у Барнаула) до устьевой

Таблица 21

Состав взвесей и растворов в воде р. Оби

Место взятия пробы	Количество воды, л	Количество взвесей, г	Fe	Mn	P	Ca	C _{орг}	V	Cr	Ni	Cu	Co
			в % к воздушно-сухой навеске						10 ⁻⁴ %			
Грубые взвеси (>0,002 мм)												
Барнаул	109	52,01	4,54	0,099	0,075	1,83	1,19	112	88	47	33	6
Колпашево	111	26,69	4,28	0,099	0,085	1,59	1,51	112	88	48	36	10
Сургут	112	6,79	4,69	0,125	0,111	1,50	1,93	107	91	52	36	8
Салехард	110	4,61	4,84	0,146	0,114	1,36	2,00	101	99	54	47	нет ?
Тонкие взвеси (<0,002 мм)												
Барнаул	109	3,80	6,52	0,109	0,111	Не опр.	Не опр.	112	108	86	68	10
Колпашево	111	2,11	7,14	0,125	0,143	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сургут	112	0,25	8,53	0,286	Не опр.	»	»	»	»	»	»	»
Салехард	110	0,27	10,67	0,315	»	»	»	»	»	»	»	»
Растворы (высушенное вещество)												
Барнаул	109	10,51	0,57	0,007	0,021	23,24	3,98	11	12	16	48	24
Колпашево	111	10,42	0,59	0,006	0,024	21,84	4,42	11	11	20	59	20
Сургут	112	9,79	0,61	0,005	0,028	15,92	11,58	Нет	9	25	12	20
Салехард	110	9,17	0,52	0,005	0,032	15,98	10,98	»	9	22	25	20

Формы миграции элементов (в % от обще

(а — взвесь;

Место взятия пробы	V		Mn		Cr		Fe	
	а	б	а	б	а	б	а	б
Барнаул	98,1	1,9	98,6	1,4	97,4	2,6	97,8	2,2
Колпашево	96,1	3,9	97,8	2,2	95,1	4,9	95,3	4,7
Сургут	100,0	—	95,4	4,6	87,3	12,7	84,9	15,1
Салехард	100,0	—	94,5	5,5	85,4	14,6	84,2	15,8

Примечание. Расчет содержания микроэлементов (в мкг/л) производился по

части (у Салехарда) все элементы транспортируются в трех формах: в виде грубой взвеси, с диаметром частиц $> 0,002 \text{ мм}$, тонкой взвеси, с диаметром частиц $< 0,002 \text{ мм}$, и в виде растворов. Во-вторых, тонкая взвесь отчетливо обогащена относительно грубой взвесью Fe, Mn, P на всем протяжении Оби. Для малых элементов это обогащение устанавливается только у Барнаула, ибо во всех остальных точках V, Cr, Co, Ni, Cu не могли быть определены из-за малого для анализа количества материала. Но по аналогии с Fe, Mn, P следует принять, что тонкая взвесь обогащена также и малыми элементами во всех других точках отбора проб. В третьих, в то время как общая минерализация обской воды на всем течении реки остается практически одинаковой или лишь слегка понижается к устью, содержание взвесей (и грубых, и тонких) резко падает от верховья к устьевой части. И если у Барнаула сумма взвесей ($52,01 + 3,80 \text{ г}$) резко преобладает над суммой растворенных компонентов ($10,51 \text{ г}$), то у Колпашева преобладание выражено уже меньше ($26,69 + 2,11 \text{ г}$ по сравнению с $10,42 \text{ г}$), а у Сургута взвеси уступают растворам ($6,79 + 0,25 \text{ г}$ по сравнению с $9,79 \text{ г}$); у Салехарда преобладание растворов становится еще более выраженным ($4,61 + 0,27 \text{ г}$ взвесей по сравнению с $9,17 \text{ г}$ растворов). Таким образом, по течению реки происходит отчетливая трансформация форм переноса элементов: транспортировка главным образом в виде взвесей сменяется перемещением преимущественно в виде растворов.

Очень важно, что у разных элементов эта трансформация происходит неодинаково энергично (табл. 22; фиг. 20). У ванадия, хрома, железа, марганца, фосфора роль растворов хотя и непрерывно увеличивается к устью, но все же остается в общем подчиненной. У никеля, меди, кобальта растворы становятся постепенно весьма существенной или даже преобладающей формой переноса.

Поскольку растворы являются более подвижной формой переноса, можно сказать, что в ряду от ванадия до кальция геохимическая подвижность элементов возрастает и что в воде р. Оби группа Ni — Cu — Co вообще более подвижна и миграционноспособна по сравнению с группой V—Cr—Mn—Fe—P.

В самое последнее время появились данные о содержаниях и формах миграции микроэлементов во многих других реках, стекающих в Арктический бассейн. В табл. 23 суммированы определения Г. С. Коновалова, А. А. Ивановой и Т. Х. Колесниковой (1967). Эти данные в общем хорошо увязываются с приведенными выше определениями И. Л. Нестеровой (за исключением кобальта, который мигрирует, по их мнению, только в форме взвесей). Распределение этого элемента в конечных водоемах стока, однако, противоречит заключению Г. С. Коновалова и соавторов

го содержания каждого из них в воде)
б — раствор)

P		Ni		Cu		Co		Ca	
а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
95,2	4,8	94,1	5,9	79,4	20,6	57,4	46,2	27,9	72,1
90,9	9,1	85,8	14,2	60,1	39,9	55,8	44,2	15,4	84,6
72,8	27,2	59,3	40,7	66,7	33,9	21,7	78,3	6,1	93,9
64,0	36,0	65,1	43,9	48,8	51,2	—	100,0	4,1	95,9

графикам из статьи Г. С. Коновалова с сотрудниками (1967).

Таблица 23

Содержания микроэлементов и соотношения растворенной и взвешенной их форм
в реках Арктического бассейна
(а — взвесь; б — раствор)

Место взятия пробы	V		Ni		Cu		Pb		Zn		Mn	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
В мкг/л												
Северная Двина, Усть-Пинега	18,5	Нет	12,6	2,5	1,5	12,5	—	—	303,0	7,5	—	—
Печора, Усть-Цильма	7,0	»	—	—	4,5	5,0	—	—	25,0	27,5	21,1	12
Там же	11,0	1,0	—	—	2,2	4,2	—	—	17,5	10,0	15,0	8
Обь, Салехард	—	—	2,0	2,0	8,4	10,2	—	—	106,5	74,5	520	19
Там же	8,0	1,0	6,5	2,1	21,2	27,4	6,5	Нет	82,0	35,0	100	18
»	10,0	2,1	5,0	3,0	2,4	18,5	—	—	70,0	7,5	650	15
Енисей, Красноярск	5,5	Нет	3,5	1,5	4,5	16,7	—	—	162,5	70,0	300	19
Там же	6,0	»	9,1	1,7	10,7	7,5	2,5	—	110,0	82,5	650	16
»	14,0	2,0	13,0	2,0	6,5	3,5	36,5	Нет	160,0	7,5	280	4
Лена, Кюсюр	1,0	Нет	2,2	2,5	0,6	4,2	—	—	80,0	1,5	12,0	3,5
Там же	2,0	2,5	5,0	3,2	0,3	3,0	—	—	122,5	1,5	30,0	2,9
Колыма, Среднеколымск	9,5	1,5	4,1	2,6	7,0	13,3	4,0	—	102,0	36,0	110	3,5
Там же	21,0	Нет	10,0	2,5	16,2	18,4	10,0	Нет	288,0	17,5	450	3,1

В % от массы переносимого элемента

Северная Двина, Усть-Пинега	100	—	83	17	12	88	—	—	79	21	100	—
Печора, Усть-Цильма	100	—	67	33	47	53	—	—	47	53	64	36
Там же	84	16	68	32	31	69	—	—	49	51	53	47
Обь, Салехард	90	10	81	19	48	52	100	—	59	41	97	3
Там же	—	—	42	58	48	52	100	—	30	70	94	6
»	78	22	73	27	22	78	100	—	89	11	89	11
Енисей, Красноярск	100	—	71	29	22	78	100	—	73	27	99	1
Там же	100	—	87	13	48	52	100	—	57	43	98	2
»	75	25	82	18	68	32	100	—	95	5	98	2
Лена, Кюсюр	100	—	44	56	15	85	100	—	91	9	77	23
Там же	45	55	61	39	9	91	100	—	93	7	89	11
Колыма, Среднеколымск	86	14	60	40	35	65	100	—	89	11	95	5
Там же	100	—	81	19	46	54	100	—	93	7	99	1

Примечание. Расчет содержаний микроэлементов (в мкг/л) производился по графикам из статьи Г. С. Коновалова с сотрудниками (1967).

Содержания и формы миграции элементов в р. Оби и Енисее (по А. Э. Конторовичу, 1968)
(а — взвесь; б — раствор)

Место взятия пробы	Fe		Mn		V		Cr		Co		Ni		Cu		Pb		Zn		
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	
	В мг/л								В мкг/л										
Обь																			
Александрово	1,60	1,18	110	32	1,0	Нет	1,70	Нет	1,00	Нет	1,00	Неопр.	1,70	1,40	3,40	Неопр.	3,40	2,70	
Ситомино	1,02	0,57	6,5	16	0,2	»	1,30	»	Нет	0,30	0,26	»	0,78	4,60	0,78	»	2,60	3,10	
Мегион	0,83	0,92	43	31	0,6	»	1,10	»	0,60	0,30	0,65	»	1,10	2,97	0,65	»	2,10	34,00	
Соснино	1,35	1,53	54	12	0,8	»	1,40	»	0,28	0,30	0,85	»	0,85	7,29	0,85	»	2,80	3,00	
Сургут	1,89	0,99	125	87	0,5	»	0,50	»	Нет	Нет	0,59	»	0,99	21,00	0,59	»	1,90	2,90	
Ханты-Мансийск	2,84	0,82	170	13	2,0	»	3,30	»	0,67	»	2,00	»	3,30	2,36	2,00	»	6,70	3,50	
Енисей																			
Нижне Хантайки	2,00	0,02	64	30	4,00	»	2,00	»	Нет	Нет	1,20	Нет	4,00	7,20	1,20	Нет	Не опр.		
Нижне Ермакова	1,20	0,04	35	60	0,60	»	0,60	»	»	»	0,60	0,21	5,80	9,12	2,90	0,73	»		
У Ермакова	1,80	0,10	50	30	2,00	»	1,30	»	0,40	»	1,30	0,31	1,20	6,30	Нет	0,14	»		
Туруханск	1,80	0,09	64	30	3,70	»	1,80	»	1,20	0,60	1,20	Нет	1,20	11,10	1,80	0,30	»		
	В % от общего количества элемента																		
Обь																			
Александрово	57,55	42,45	77,50	22,50	100	0	100	0	100	0	?	?	54,83	45,17	?	?	55,73	46,27	
Ситомино	64,15	33,85	28,89	71,11	100	0	100	0	0	100	?	?	14,49	85,51	?	?	45,61	54,39	
Мегион	47,42	52,58	58,10	41,90	100	0	100	0	68,66	33,34	?	?	27,02	72,98	?	?	5,81	94,19	
Соснино	46,87	53,13	81,81	18,19	100	0	100	0	48,20	51,80	?	?	10,44	89,56	?	?	48,27	51,73	
Сургут	65,62	34,38	22,32	77,68	100	0	100	0	0	0	?	?	4,50	95,50	?	?	40,00	60,00	
Ханты-Мансийск	77,59	22,41	92,89	7,11	100	0	100	0	100	0	?	?	59,40	40,60	?	?	65,68	34,32	
Енисей																			
Нижне Хантайки	99,00	1,00	68,10	31,90	100	0	100	0	0	0	100	0	35,70	64,30	100	0	?	?	
Нижне Ермакова	96,60	3,40	63,64	36,36	100	0	100	0	0	0	74,10	25,90	38,90	61,10	79,9	20,1	?	?	
У Ермакова	94,60	5,40	36,50	63,50	100	0	100	0	100	0	80,60	19,40	16,00	84,00	0	100	?	?	
Туруханск	95,25	4,75	68,10	31,90	100	0	100	Следы	66,70	33,30	100	0	9,83	90,17	85,7	14,3	?	?	

и представляется ошибочным, причем ошибка лежит, по-видимому, в применявшейся ими методике.

Существенно иначе выглядят формы миграции элементов по определениям А. Э. Конторовича (1967). Если для V, Cr, Co, Ni, Cu они в общем увязываются с данными И. Л. Нестеровой и Г. С. Коновалова, то для железа и марганца резко расходятся с ними (табл. 24). В миграциях этих элементов, по определениям А. Э. Конторовича, чрезвычайно высока роль растворов, по сравнению со взвесями, что противоречит данным И. Л. Нестеровой и Г. С. Коновалова с сотрудниками. Очевидно, при определении этих элементов у А. Э. Конторовича была допущена какая-то методическая ошибка, исказившая природные соотношения.

На основании определений Г. С. Коновалова (1959), О. А. Алекиным и Л. В. Бражниковой (1964) было подсчитано, что разные части Арктического бассейна получают за год следующие количества марганца, меди и цинка (табл. 25).

Таблица 25

Годовой вынос (в т) Mn, Cu и Zn в Арктический бассейн

Море	Mn	Cu	Zn
Баренцево и Белое	1 630	2 830	6 070
Карское	22 600	20 200	120 000
Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское . .	3 640	5 520	11 000
Итого	27 870	28 550	137 070

Итак, благодаря большой длине главных водных артерий, питающих Арктический бассейн, в них осуществляется далеко идущая дифференциация осадочного материала. В Арктический водоем эти реки выбрасывают более тонкие фракции взвесей, обогащенные Fe, Mn, P и малыми элементами, особенно Co, Ni, Cu, Zn, а также растворы этих элементов.

2. Накопления марганца в краевых морях Арктического бассейна

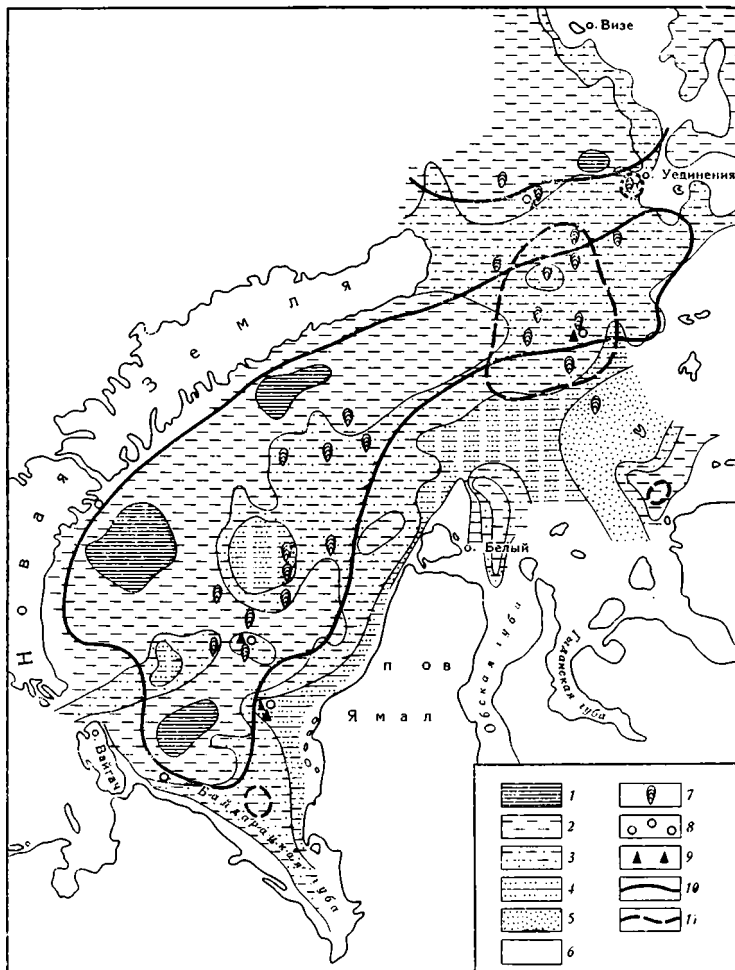
Наибольшее количество данных о накоплении марганца имеется по Карскому морю (Горшкова, 19576; Н. Н. Куликов, 1961; Пахомова, 1948, и др.).

Осадки Карского моря (фиг. 21) представлены, по классификации М. В. Кленовой (1948), в прибрежье — песками и илистыми песками, а в более глубоких областях дна — песчаными илами и илами; глинистый ил встречается тремя ограниченными по величине пятнами: два к востоку от о. Вайгач и одно — восточнее Новой Земли.

В центральной, большей, 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 внешней границы моря до 10—12 см в центральных его районах. На севере, в желобе Святой Анны, было получено несколько колонок, в которых мощность коричневого слоя достигала 20—30 см.

Средние содержания Fe, Mn и марганцевый модуль (Mn : Fe) в разных типах осадков представлены в табл. 26.

Обращает на себя внимание тот факт, что одноименные типы поверхностных коричневых осадков существенно богаче Fe и Mn сравнительно



Фиг. 21. Осадки Карского моря и распределение в них железо-марганцовых стяжений (по Т. И. Горшковой, 1957б)

1 — глинистый ил; 2 — ил; 3 — песчаный ил; 4 — илистый песок; 5 — песок; 6 — места, не охваченные исследованием; 7 — железо-марганцовые конкреции; 8 — камни; 9 — гравий; 10 — граница распространения коричневых осадков; 11 — прослеженная граница распространения подстилающих глин

с подстилающими серо-зелеными и серыми¹. 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 Обью материале, гранулометрически отвечающем илу, железа 4,84, а Mn 0,146%, то избыточную обогащенность коричневого слоя этими элементами следует приписать, конечно, только 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 марганцовый модуль в коричневых илах оказывается заметно большим по сравнению с его величиной в подстилающих

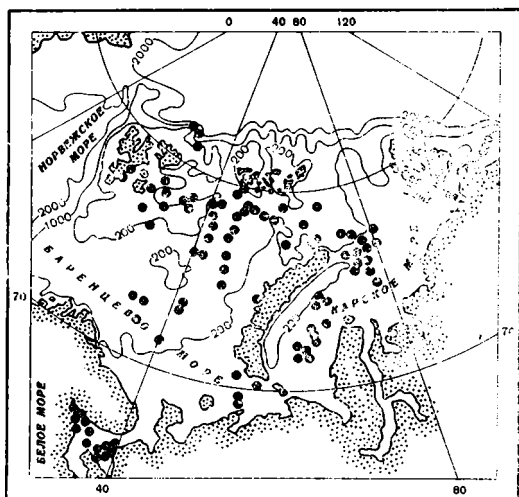
¹ К сожалению, Fe и Mn определялись из 10%-ной солянокислой вытяжки без кипячения. По С. В. Бруевичу, Mn при этом извлекался полностью, а Fe — частично (в среднем около 75%). По специальным пробам М. В. Кленовой для Баренцева моря, Fe, извлекаемое 10%-ной HCl, составляет в песках 0,58% валового количества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

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

Тип осадка	Fe	Mn	Mn : Fe	P	C _{орг}	Конкреции		
						Fe	Mn	Mn : Fe
Коричневый и желто-коричневый верхние слои осадков:								
илистые пески (3 обр.) . . .	2,79	0,036	0,021	0,038	0,42	9,1—16,8	До 8,91	0,54—0,91
песчаные илы (2 обр.) . . .	4,15	0,227	0,055	0,073	0,74	—	—	—
илы (15 обр.) . .	6,98	0,429	0,062	0,17	0,63	—	—	—
глинистые илы (4 обр.) . . .	5,82	1,04	0,210	0,29	1,18	—	—	—
Серые и зеленовато-серые более низкие в разрезе слои:								
песчаные илы . .	2,71	0,084	0,031	0,068	0,41	—	—	—
илы	3,79	0,137	0,037	0,060	0,83	—	—	—

серо-зеленых осадках, что свидетельствует о более интенсивной вертикальной миграции марганца, чем железа, 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⁺, которые извлекаются из свежего ила 10%-ной HCl. В коричневых илах Карского и Баренцева морей этот коэффициент колеблется, по М. В. Кленовой (1960), от 6,76 до 3,95; в желтовато-серых илах нижней части колонок он около 1,41; в зеленовато-серых 0,74—0,24. Нижние слои колонок дали еще более низкие цифры, особенно при заметном выделении сероводорода. Любопытно, что среднее содержание C_{орг} в коричневых илах несколько больше, чем в серых; в последних часть его, несомненно, пошла на редукцию Fe и Mn.

Однако перемещением железа и марганца по вертикали дело не ограничивается. В поле коричневых и желтовато-коричневых илов во многих местах присутствуют железо-марганцовые конкреции разных размеров и форм, которые в большинстве случаев представляют собой ободки вокруг камней различной величины. Во время путешествия А. Э. Норденшельда в 1878—1880 гг. такие желваки были обнаружены к северу от пристани Диксона на обширном пространстве (74—76° с. ш. и 78—80° в. д.) и притом в таком количестве, что могли бы стать объектом промышленного использования, если бы места были более доступны. К юго-западу от этой области в Карском море в пределах 71°05'—71°45' с. ш. и 62°55'—62°20' в. д. Нидерландской экспедицией на «Дийфне» в 1882—1883 гг. на 33 станциях на глубине 91—160 м обнаружены железо-марганцовые конкреции, сходные с описанными Норденшельдом. В 1930 г. экспедицией Арктического института на ледоколе «Седов» железо-марганцовые конкреции были собраны в районе 70°27'—78°57' с. ш. и 88°52'—88°41' в. д. На карте (фиг. 21) суммированы все эти находки и показана площадь железо-марганцового оруденения в Карском море. Подчеркнем одну особенность железо-марганцовых желваков: они находятся на поверхности осадков на контакте вода — ил, не погружаясь сколько-нибудь заметно в послед-



Фиг. 22. Распределение железо-марганцевых стяжений в Баренцевом, Белом и других морях (по Mannheim, 1965)

16,8%, а марганца до 8,9%. Таким образом, марганцевый модуль колеблется здесь от 0,54 до 0,91.

В общем стяжения представляют собой бедную железо-марганцевую руду.

Описанные процессы убогого рудообразования широко распространены в осадках Баренцева (фиг. 22), Белого, Гренландского морей, в море Лаптевых и в Чукотском. Коричневая окисленная пленка осадков при этом существенно варьирует по мощности: в одних случаях она едва намечается (1—2 см), в других — резко выражена и относительно мощна (до 10—20 см). Содержание Fe и Mn в ней всегда повышено (табл. 28) по сравнению с нижележащими серыми или зеленовато-серыми илами, что сопровождается ростом и марганцевого модуля до 0,04—0,05. Как правило, в коричневых осадках наблюдается большее или меньшее количество железо-марганцевых стяжений, в которых суммарное содержание интересующих нас элементов возрастает до 10—40% (чаще 15—20%), а марганцевый модуль варьирует от 0,04 до 1,84, чаще всего находясь на уровне нескольких десятых. Иначе говоря, конкреции всегда двухкомпонентные, железо-марганцевые, с более или менее резким преобладанием первого компонента. Подстилающие зеленовато-серые или серые илы всегда обеднены Fe, Mn и P, их марганцевый модуль ниже, чем в коричневых илах.

ний. К сожалению, определенных количества желваков на единицу площади произведено не было, и мы не знаем (за исключением участка, найденного Норденшельдом), насколько интенсивно развит в Карском море процесс стягивания Fe и Mn в желваках. Что касается состава конкреций, то представление о нем дают следующие цифры (табл. 27).

Обращает на себя внимание высокое содержание марганца в конкрециях и соответственно высокий марганцевый модуль (0,52—3,1). Но, судя по данным Н. Н. Куликова (1961), в Карском море встречаются и гораздо более бедные стяжения. Содержание железа в них варьирует от 9,1—11,2 до 15,4—

Таблица 27

Состав (в %) железо-марганцевых стяжений в Карском море

Компонент	Сборы «Седова»				Сборы «Всего»	Сборы «Дийфне»
	I	II	III	IV		
Fe	15,51	14,90	15,18	16,61	11,64	9,63
Mn	13,47	14,93	9,05	8,58	16,91	29,73
P	0,65	1,23	1,56	1,44	0,93	—
Органическое вещество	6,25	7,17	7,61	7,09	20,95	19,10
Mn : Fe	0,86	1,00	0,60	0,52	1,45	3,1

Марганцовый модуль в терригенных осадках северных морей

Бассейн	Осадки			Конкреции				Литературный источник
	Fe	Mn	Mn : Fe	Fe	Mn	P	Mn : Fe	
	%			%				
Баренцево море								
Коричневые осадки:								
пески	1,03	0,028	0,027	14,67	27,66	1,47	1,84	Осадки по М. В. Кленовой (1960) и А. С. Пахомовой (1948) Конкреции по Я. В. Самойлову, А. Г. Ти- тову (1922), А. Д. Архангельскому и Е. В. Копченовой (1935)
илистые пески	1,79	0,077	0,044	18,13	15,12	1,51	0,83	
песчаные илы	2,55	0,112	0,044	21,35	0,89	1,72	0,042	
илы	3,90	0,228	0,059	19,71	0,12	1,20	0,005	
Зеленовато-серые осадки:								
пески	—	0,014	—	Стяжений нет				А. С. Пахомова (1948)
илистые пески	—	0,024	—					
песчаные илы	—	0,030	—					
илы	—	0,037	—					
Заливы Мурманского побережья								
Зеленовато-серые осадки:								
пески	—	0,022	—	Стяжений нет				Т. П. Горшкова (19576)
песчаные илы	—	0,026	—					
илы	—	0,033	—					
Белое море								
Коричневые осадки:								
песчаные илы (3 обр.)	—	0,15	—	9,81	0,36	0,54	0,94	
глинистые илы (1 обр.)	—	2,34	—	—	—	—	—	

Таблица 28 (окончание)

Бассейн	Осадки			Конкреции				Литературный источник
	Fe	Mn	Mn : Fe	Fe	Mn	P	Mn : Fe	
	%			%				
Гренландское море								А. С. Пахомова (1948)
Коричневые осадки:								
песчаные илы	—	0,065	—				?	
илы	—	0,129	—					
Зеленовато-серые осадки:								
песчаные илы	—	0,038	—				Стижений пет	

Таблица 29

Содержание малых элементов в конкрециях современных морей

Место взятия образца	Fe	Mn	P	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ge	Ga
	%				10 ⁻⁴ %										
Карское море, ст. 11, глубина 200 м . .	15,99	1,00	0,66	0,31	560	28	30	62	15	37	52	11	67—75	1	12
Белое море:															
глинистый песок, ст. 2	2,85	0,08	0,12	0,28	67	37	10	26	15	Нет	31	9	70—63	2	15
то же, ст. 1	2,71	0,05	0,14	0,31	67	37	10	31	10	Нет	31	8	57—59	2	18
объединенный образец конкреций . .	16,94	1,06	Не опр.	0,19	224	31	30	35	16	20	44	8	51	1	11

Для полноты картины приведем определения некоторых малых элементов во вмещающих осадках и в железо-марганцевых конкрециях Белого и Карского морей; материалы по Белому морю любезно предоставлены Е. Н. Невесским, по Карскому морю — Т. И. Горшковой (табл. 29).

К сожалению, анализированные конкреции оказались весьма бедными марганцем. Может быть, именно этим обусловлены специфические черты состава малых элементов: отчетливая обогащенность V, бедность $Co + Ni + Cu$. Как известно, первые два элемента являются довольно характерными спутниками железа даже тогда, когда мы имеем дело с марганцевыми рудами. В собственно же железорудных накоплениях, какими надо считать анализированные конкреции, тяготение V и Co к железу и их усиленное концентрирование в них, естественно, проявляются наиболее отчетливо.

3. Марганец и сопровождающие его элементы в осадках Арктического бассейна

Чрезвычайно важно выяснить, как обстоит дело с накоплением Fe и Mn в осадках собственно Арктического бассейна, являющегося непосредственным продолжением Белого, Баренцева и Карского морей. Ценные данные с этой точки зрения сообщаются в монографии Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной (1961).

Определения Fe и Mn произведены ими из 10%-ной солянокислой вытяжки, т. е. методом, вообще говоря, неудачным; но поскольку в Карском и прочих ранее рассмотренных бассейнах определения велись тем же методом, материалы оказались сопоставимыми и важнейшие природные процессы в них все же распознать можно.

Основная масса отложений Арктического океана представлена илами, а также илами глинистыми, редко песчанистыми; только в низах единственной колонки, взятой в котловине Нансена, встречены два прослоя песка небольшой мощности. Несмотря на малую длину (обычно менее 1 м), колонки вскрывают не только современные осадки, но и четвертичные, отвечающие эпохе максимального оледенения, трем стадиям последнего оледенения и его интерстадиалам. Такой значительный стратиграфический объем разрезов объясняется тем, что скорость накопления осадков в котловинах Арктического океана очень мала и измеряется 1,28—1,60 см в 1000 лет, у подножия хребтов она больше — до 4,80 см в 1000 лет.

Бросается в глаза характерная цветность осадков. Вверху разрезов они почти всегда коричневого или светло-коричневого цвета, ниже — желтовато-коричневого, коричневатого и желтовато-серого, очень редко зеленовато-серого и серого. Вся эта гамма цветовых оттенков свойственна уже свежевыпущенному осадку (о чем имеются специальные оговорки) и свидетельствует об ослабленном течении редукционных процессов в океанических арктических илах по сравнению с интенсивностью их в отложениях мелководных областей. Причиной является убывание в осадках органического вещества, которого содержится (в среднем на 78 проб) 0,65%, часто 0,2—0,3%, реже 0,8—1,1%. Еще важнее то, что органическое вещество попадает в осадок в достаточно стабильной форме после длительного опускания через 3—4-километровую толщу воды. На стадии катагенеза, после дегидратации $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$, многие прослои осадка Арктического бассейна, несомненно, приобретут красный или красноватый цвет, а вся толща их станет напоминать красные илы Тихого, Атлантического и Индийского океанов.

По данным, опубликованным в монографии Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной (1961), можно подсчитать, что среднее содержание Fe во всем разрезе арктических осадков составляет 3,95%, а среднее содержание Mn — 0,269%. Между тем в грубой взвеси обской воды у Салехарда содержание

Fe равно 4,84%, а Mn — 0,146%, в тонкой взвеси — соответственно 10,67 и 0,315%; вероятно, не слишком отличается оно и во взвеси других крупных рек, впадающих в Арктический бассейн. Кроме того, этими реками ежегодно выбрасывается около 40 000 т растворенного марганца (Алекин, Бражникова, 1964). Из сравнения этих цифр нетрудно видеть, что содержания Mn в осадках Арктического бассейна хорошо увязываются с его количеством, поступающим из рек, питающих бассейн. Но содержание Fe отчетливо ниже тех, какие выносятся реками (в частности, Обью). Причина расхождения заключается в неудачной методике применения 10%-ной HCl вытяжки, которая, извлекая из осадка все количество марганца, железа выделяла в среднем 75%. Добавляя к 3,95% Fe еще не извлеченные 1,3%, получаем, что железа в осадках Арктического бассейна в действительности имеется около 5,2%, т. е. столько же, сколько поступает из рек. Если это так, то средняя величина марганцевого модуля в арктических илах не 0,066, как это рассчитано (см. табл. 30) по опубликованным анализам, а 0,050. Это все-таки выше, чем марганцевой модуль в выносе р. Оби (равный 0,030), что свидетельствует, конечно, о некотором избыточном обогащении марганцем пелагических арктических илов по сравнению 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, каковы содержания Fe и Mn в самом верхнем коричневом слое осадков Арктического бассейна (табл. 30).

Таблица 30

Содержания (в %) Fe и Mn в верхнем слое осадков Арктического бассейна

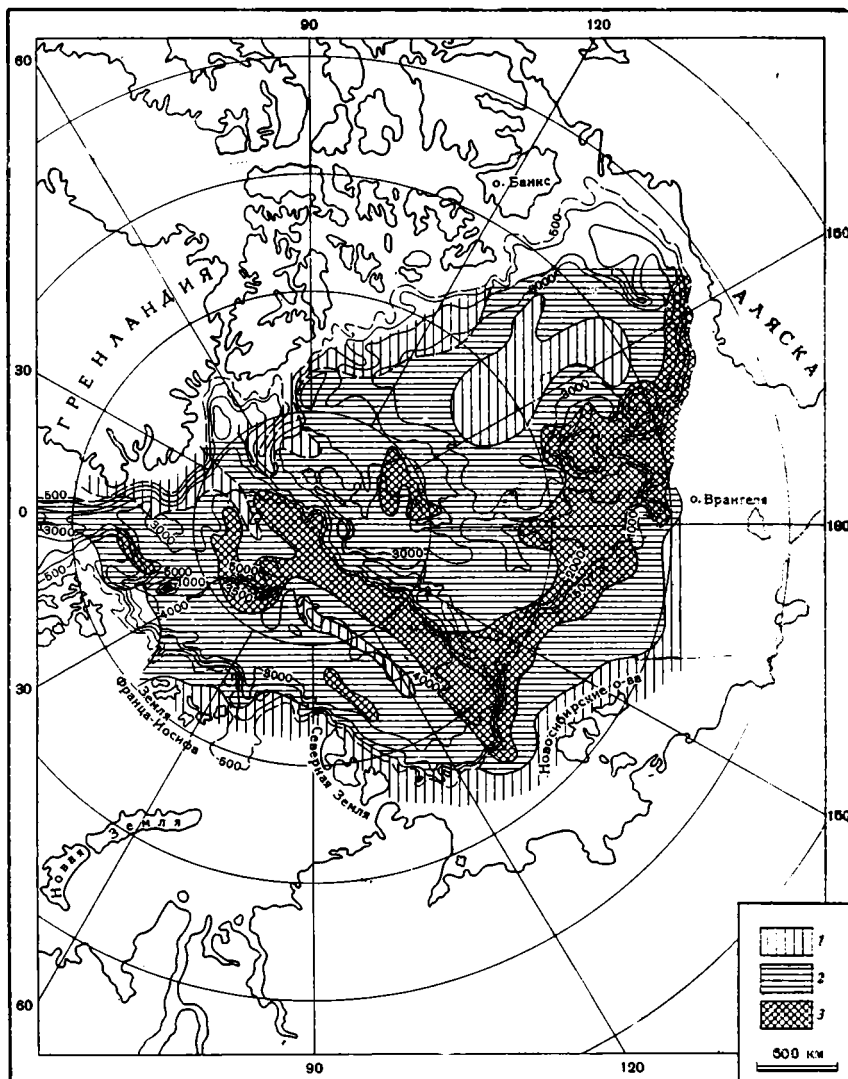
Место взятия образца	Fe	Mn	Mn : Fe
Верхний коричневый слой	4,21	0,36	0,090
Подстилающий слой	3,94	0,24	0,060
Среднее содержание в арктических осадках вообще	3,95	0,26	0,066

Примечание. Без поправки на ошибку 10%-ной солянокислой вытяжки.

Цифры таблицы свидетельствуют, что подтягивание Fe и Mn снизу вверх в ходе диагенеза в осадках Арктического бассейна еще имеет место, но уже резко ослаблено по сравнению с тем, что наблюдается в отложениях морей Белого, Баренцева и Карского. Процессы диагенетических миграций и перераспределения железа и марганца в осадках Арктического бассейна явно замирают. Еще отчетливее это сказывается в отсутствии или в очень редком нахождении в илах Арктического бассейна железомарганцевых конкреций, до сих пор пока не встреченных в его колонках¹. Очевидно, тот механизм, который порождал рудные накопления железа и марганца в Карском, Белом и других морях, в осадках Арктического океана уже бессилён создать даже убогую зародышевую форму рудообразования.

Чем же обусловлено это замирание чисто диагенетического рудного процесса от краевых частей океана к его пелагиали? Вероятно, разной активностью органического вещества осадков. В отложениях краевых морей исходное его содержание было несколько большим, чем в пелагиали

¹ По крайней мере в опубликованных материалах указаний на них не обнаружено.



Фиг. 23. Распределение марганца (в %) в отложениях Арктического бассейна (по Н. А. Белову и Н. Н. Лапиной, 1961)

1 — $< 0,2$; 2 — $0,2 - 0,5$; 3 — $0,5 - 1,0$

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.

Характерную деталь обнаруживает карта содержаний марганца (фиг. 23). Максимальные его концентрации (между 0,5 и 1,0%) приурочены к северному склону Азиатского материка, заходя и в прилежащие части впадин Нансена, Макарова, Бофорта. Отсюда длинная полоса максимальных содержаний тянется вдоль западного склона хребта Ломоносова и прилегающих частей котловины Макарова; у северного конца она дает дочернюю небольшую ветвь к западу. Маленькое пятно высоких содержаний марганца лежит в центре котловины Макарова. На преобладающей части котловины Бофорта, как и в районах, прилегающих к Северной Америке, осадки бедны марганцем. Иными словами, в огромном

Арктическом бассейне рудный процесс локализован явно асимметрично, тяготея к Азиатскому материку. Причина кроется, вероятно, в локализации питания Арктического бассейна железом и марганцем.

Отметим, что помимо Mn, пелагические осадки Арктического бассейна обогащены еще рядом микроэлементов (в $10^{-4}\%$): Co — 45; Ni — 75; Cu — 50; Zn — 245; Mo — 10; Zr — 210 (Белов, Лапина, 1961). Причиной такого обогащения является благоприятное сочетание ряда обстоятельств.

Большая длина основных речных артерий обусловила значительную фазовую дифференциацию переносимого ими материала, в результате чего в Арктический бассейн выбрасывается более тонкая фракция взвеси, обогащенная Fe, Mn, Ni, Co, Cu, а также растворы этих элементов. При этом роль растворов у последних трех элементов несравненно больше, чем у первых двух. Благодаря огромным размерам Арктического бассейна в нем происходит интенсивная механическая дифференциация взвесей, и в пелагическую зону попадают наиболее тонкие их порции и, следовательно, наиболее обогащенные интересующими нас элементами. В то же время большие размеры водоема обуславливают одновременно очень малую скорость накопления пелагических осадков, в среднем 1,28—1,60 см в 1000 лет (в котловинах). Поэтому очень слабая хемогенная садка Fe, Mn, Ni, Co, Cu из растворов, поступавших с водосборов, все же оказывает некоторое повышающее влияние на их концентрацию в пелагических илах.

4. О дальнейшей судьбе железо-марганцевых стяжений в окраинных морях Арктического бассейна

В заключение скажем несколько слов о дальнейшей судьбе тех повышенных и высоких (в конкрециях) содержаний марганца, которые возникают в диагенезе илов краевых морей Арктического океана.

Еще Меррей и Ренар (Murray a. Renard, 1891) показали, что параллельно с нарастанием осадка сверху идет редуцирование его снизу; накопившиеся массы Fe и Mn, редуцируясь и переходя в иловую воду, перемещаются в ней вверх, в перманентно движущуюся параллельно самой себе окислительную пленку отложений. Поэтому рудные накопления Fe и Mn в окислительной пленке оказываются, вообще говоря, обра-

Таблица 31

Изменения в содержании Fe и Mn в илах северной части Карского моря

Глубина по колонке, см	Fe	Mn	Mn:Fe	Глубина по колонке, см	Fe	Mn	Mn:Fe
	%				%		
Ил коричневый, пластичный, 1—18,5	6,57	0,64	0,090	Ил желтый, песчаный, 0—3	9,10	0,93	0,102
Ил темно-коричневый, непластичный, 18,5—20 . . .	6,51	0,82	0,125	Ил коричневый, глинистый, 10—12 . .	9,72	1,27	0,130
Ил ярко-оранжевый хрупкий, 20—21	6,18	0,83	0,134	Ил зернистый коричневый, 13—15 . .	3,47	0,80	0,23
Ил серо-синий, очень пластичный, 21—54	5,09	0,01	0,002	Ил коричневый, 30—34	8,11	1,39	0,171
Ил темно-коричневый, непластичный, ломкий, 54—58	7,21	0,02	0,003	Зеленоватый ил, 34—38	4,17	0,13	0,030
Ил синий, с темными пятнами . . .	5,83	0,02	0,003	То же, 60—66 . . .	2,57	0,42	0,160

зованиями временными, эфемерными, покидающими этот слой после его погребения. Но в то же время они являются и постоянными, ибо всегда приурочены к верхней окисной зоне, мигрирующей вверх по мере накопления тонкозернистых морских отложений.

Нужно отметить, однако, что не всегда горизонт рудных стяжений в окислительной пленке рассасывается без следа. Так, в северной части Карского моря М. М. Ермолаевым (1948) и Т. И. Горшковой (1957б) было описано несколько колонок, которые имели, кроме верхнего коричневого слоя, еще вторую коричневую прослойку, отделенную от верхней зеленовато-серым слоем (табл. 31). Все эти факты свидетельствуют о том, что не всегда повышенные концентрации Fe и Mn в окислительной пленке осадков исчезают бесследно; порой они в известной мере консервируются и проявляются потом в виде локально ограниченных повышенных величин Fe и Mn в глинистых отложениях пелагической зоны бассейна. Именно таково, по-видимому, происхождение небольших локальных пятен слегка повышенных содержаний Mn в глинистых породах франского века на Русской платформе, показанных на карте А. Б. Ронова и А. И. Ермишкиной (1959).

II. НАКОПЛЕНИЯ МАРГАНЦА В ОТЛОЖЕНИЯХ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

1. Особенности рельефа Балтийского моря и его гидрохимии

Балтийское море является типичным внутриконтинентальным бассейном прихотливых очертаний, глубоко внедрившимся в континент и имеющим затрудненное сообщение с океаном — через проливы Эресунн, Большой и Малый Бельты.

Общая площадь моря около 400 000 км², водосборная площадь 580 000 км²; таким образом, $B : L = 1,45$.

Балтийское море принадлежит к числу плоских и мелководных водоемов с глубинами 60—150 м, но обладает несколькими относительно глубокими котловинами, такими, как Готландская впадина (249 м), Борнхольмская (96 м), в Аландском проливе (301 м), в Ботническом заливе под 63° с. ш. (294 м), Ландсортская к югу от Стокгольма (459 м).

Так как водосборы Балтийского моря равнинны, то в речном стоке растворы отчетливо преобладают над взвесями, что наглядно видно из следующих цифр (табл. 32).

Наряду с ведущей ролью растворов вообще существенно возрастает их роль в миграциях отдельных компонентов (табл. 32).

Даже такой инертный элемент, как ванадий, в значительной мере транспортируется в виде растворов своих соединений, не говоря о меди

Т а б л и ц а 32

Состав речного стока рек Балтийского моря
(по Г. В. Ловатицу, 1952)
(а — влекомые, б — взвешенные, в — растворенные вещества)

Река	Сток веществ, 10 ⁶ т			Соотношение по форме стока		
	а	б	в	а	б	в
Нева	0,08	0,82	2,87	0,03	0,29	1
Луга (с. Коноши)	0,01	0,05	0,22	0,05	0,23	1
Нарва	0,01	0,21	0,98	0,01	0,23	1
Западная Двина	0,03	0,52	2,10	0,01	0,25	1

Содержания и форма миграции микроэлементов в реках, питающих Балтийское море

(по Г. С. Коновалову и др., 1967) (а — взвесь, б — раствор)

Река	V		Ni		Cu		Pb		Zn		Mn	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
В мкг/л												
Неман	2,5	2	1,2	0,2	0,7	11,1	3,0	Нет	Нет	130	Нет	14
»	0,8	0,3	0,3	Нет	1,9	2,9	Не опр.	Не опр.	»	47	—	—
Западная Двина	3,0	Нет	4,5	1,5	2,7	7,9	»	»	131	48	Нет	20
Нарва	0,7	0,3	0,9	2,1	0,6	5,2	»	»	Нет	8	»	3,5
Нева, г. Новосаратовск	Не определялись					8,0	Не определялись				Не опр.	2,9

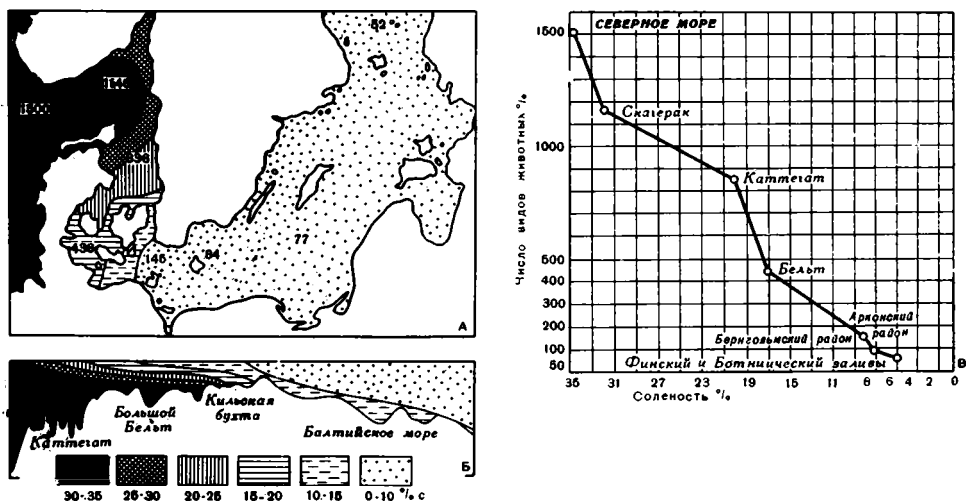
В % от массы переносимого элемента

Неман	54	46	86	14	26	74	100	Нет	Нет	100	Нет?	100
»	78	22	100	Нет	22	78	Не опр.	Не опр.	»	100	—	—
Западная Двина	Нет	100	71	29	26	74	»	»	75	25	Нет?	100
Нарва	60	40	21	79	9	91	»	»	Нет	100	Нет?	100

и цинке. Судя по данным табл. 33, марганец мигрирует только в виде растворов, что, вероятно, ошибочно. Также крайне сомнительна миграция кобальта только в виде взвеси.

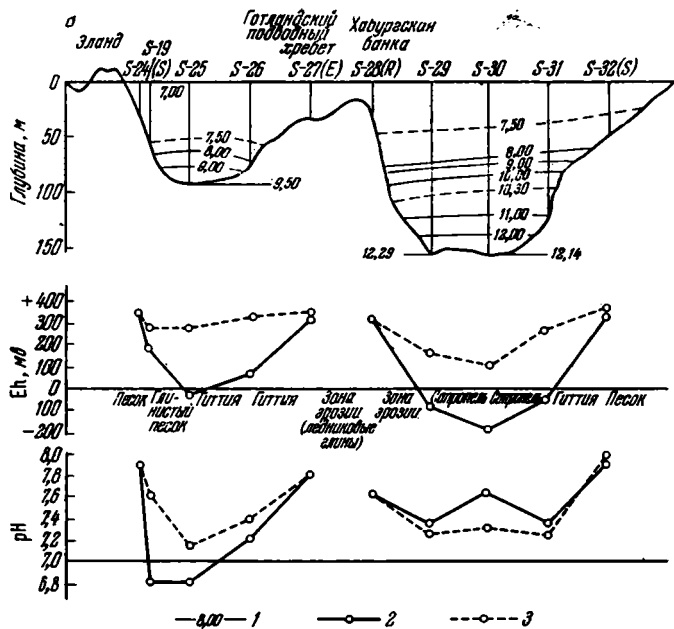
На основании более ранних определений Г. С. Коновалова (1959) и учета общего жидкого стока рек в Балтийское море О. А. Алекин и Л. В. Бражникова (1964) установили, что суммарное годовое поступление марганца равно 2150 т, меди — 3340 т, цинка — 8160 т.

Как всякий внутриконтинентальный водоем, связанный с океаном, Балтийское море характеризуется своеобразным водообменом. Из Северного моря в Балтийское притекает более соленая и тяжелая вода, движущаяся на восток и север в придонной части водной массы, вверху же на-



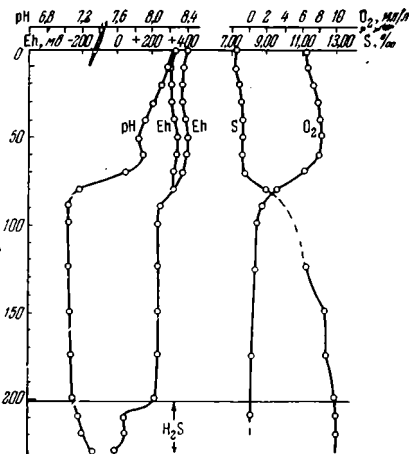
Фиг. 24. Соленость Балтийского моря (по Л. А. Зенкевичу, 1947)

А — поверхностная соленость в феврале; Б — смена солености на вертикальном разрезе в августе; В — то же, на кривой. Цифры на А обозначают число видов животных



Фиг. 25А. Соленость, тип осадка, распределение значений Eh и pH вдоль профиля В — В' (см. фиг. 26) Типы осадков относятся только к осадкам указанных станций (по Manheim)
 1 — линии равной солености (в ‰), 2 — донные отложения;
 3 — придонные воды

встречу ей перемещается более пресная и легкая балтийская вода. В итоге водная масса Балтийского моря оказывается неоднородной на вертикальном разрезе: внизу небольшим слоем располагается более соленая и тяжелая вода, вверху — более легкая. Эта неоднородность хорошо видна на фиг. 24. Здесь же можно видеть, как по мере удаления от проливов,



Фиг. 25Б. Распределение O_2 , Eh, pH в наддонной воде в Готландской впадине (ст. S-33) (по Manheim)
 Условные обозначения те же, что и на фиг. 25А

связывающих Балтийское море с Северным, соленость поверхностных слоев прогрессивно убывает, так что в верховьях балтийских заливов вода становится почти пресной.

Неоднородность воды на вертикальном разрезе особенно резко проявляется в котловинах, где наблюдаются значительно застойные воды (фиг. 25А).

Эта особенность Балтийского моря порождает другую его характерную черту: обеднение кислородом глубоких слоев воды, особенно во впадинах (фиг. 25Б). В последних содержание O_2 падает иногда до немногих процентов от насыщения при данной температуре; наблюдаются даже нулевые значения; в Борнхольмской впадине в наддонной воде появляется H_2S . Но резкий дефицит кислорода и сероводородное заражение, однако, не бывает здесь длительными и стойкими. Благодаря общей мелководности бассейна вода в нем, даже в котловинах, в сезон сильных ветров и штормов перемешивается и обогащается O_2 , а сероводород исчезает. В этом коренное отличие Балтийского моря от Черного, которое будет рассмотрено ниже.

Аномальный газовый режим порождает своеобразное поведение марганца в балтийских водах. Содержания его здесь выше, чем в нормально аэрируемых водоемах, причем чем беднее кислородом тот или иной горизонт водной массы, тем больше накапливает он в себе марганца. Это наглядно видно из определений Mn, выполненных Т. И. Горшковой (1967) (табл. 34).

Таблица 34

Содержание марганца в воде Балтийского моря

(по Т. И. Горшковой, 1967)

(сумма истинно растворенного и коллоидного минерального происхождения)

№ станции	Год	Глубина, м	Горизонт	Mn, мкг/л	pH при проведении опыта	pH in situ	O_2 , см ³ /л	S, ‰
25Б	1963	111	0	4,3	—	—	—	—
25В	1933	59	0	5,7	—	—	—	—
29	1964	132	0	19,2	7,71	—	—	—
29	1964	132	80	75,1	7,13	—	—	—
29	1964	132	130	36,3	7,18	—	7,3	10,72
30	1963	135	133	43,0	—	7,02	7,7	11,20
31	1963	190	188	100	—	7,03	2,4	12,38
31Г	1962	94	92	23,6	—	—	—	—
31Д	1962	50	48	44,0	—	—	—	—
37	1964	234	0	24,9	7,74	—	—	—
37	1964	234	70	24,0	7,75	—	—	—
37	1964	234	180	238,0	7,23	—	—	—
37	1964	234	230	182,5	7,07	6,98	1,3	12,94
38	1963	200	198	92,4	—	6,99	3,2	12,77
38Б	1962	76	74	24,0	—	—	—	—
41Б	1962	46	45	90,0	—	—	—	—
42	1964	151	0	21,3	7,81	—	—	—
42	1964	151	60	17,8	7,73	—	—	—
42	1964	151	132	374,0	7,66	—	2,4	12,57
44В	1962	86	85	22,0	—	—	—	—
183А	1962	112	111	33,0	—	—	—	—

Среднее содержание Mn в океанских водах (по Свердрупу, Джонсону и Флемингу) составляет 1—10 мкг/л (0,001 мг/л), причем оно больше в прибрежье, меньше — в открытом океане. В поверхностных водах центральной части Балтийского моря и у эстонских берегов содержание марганца около 1,5—2,0 мкг/л. Но в поверхностных частях прибрежных участков моря оно выше и колеблется от 4,3 до 24 мкг/л (табл. 34), т. е. значительно превосходит то количество, которое типично для океанов. В более глубо-

ких горизонтах балтийской воды наблюдается еще большее обогащение марганцем; содержания его здесь колеблются от 24 до 288,0, а в одном случае даже до 374 мкг/л. Особенно значительно обогащены им глубокие горизонты воды во впадинах, содержащих минимальные количества O_2 . Обратная связь концентраций Mn со свободным кислородом видна из следующих сопоставлений (табл. 35).

Таблица 35

Связь содержаний Mn с величинами O_2 и pH

O_2 , мг/л	Mn, мкг/л	pH	O_2 , мг/л	Mn, мкг/л	pH
7,3	36,3	7,18	3,2	92,4	6,93
7,7	43,0	7,02	1,3	182,5	6,99
2,4	100,0	7,03	2,4	374,0	?

Механизм связи в данном случае очевиден: по мере убывания количества свободного кислорода и увеличения CO_2 (понижения pH), все большая часть взвешенного марганца переходит в раствор в виде двухвалентного основания с противоионом CO_3 и обогащает воду.

В целом Балтийское море благодаря своему аномальному газовому режиму оказывается накопителем марганца в своих водах, особенно в подповерхностных их горизонтах и в застойных водах, заполняющих котловины. Фактором, способствующим процессу накопления, оказывается пониженное содержание кислорода в наддонных водах.

Посмотрим, как сказывается это на содержаниях Mn в илах.

2. Содержания Fe, Mn и малых элементов в отложениях Балтийского моря

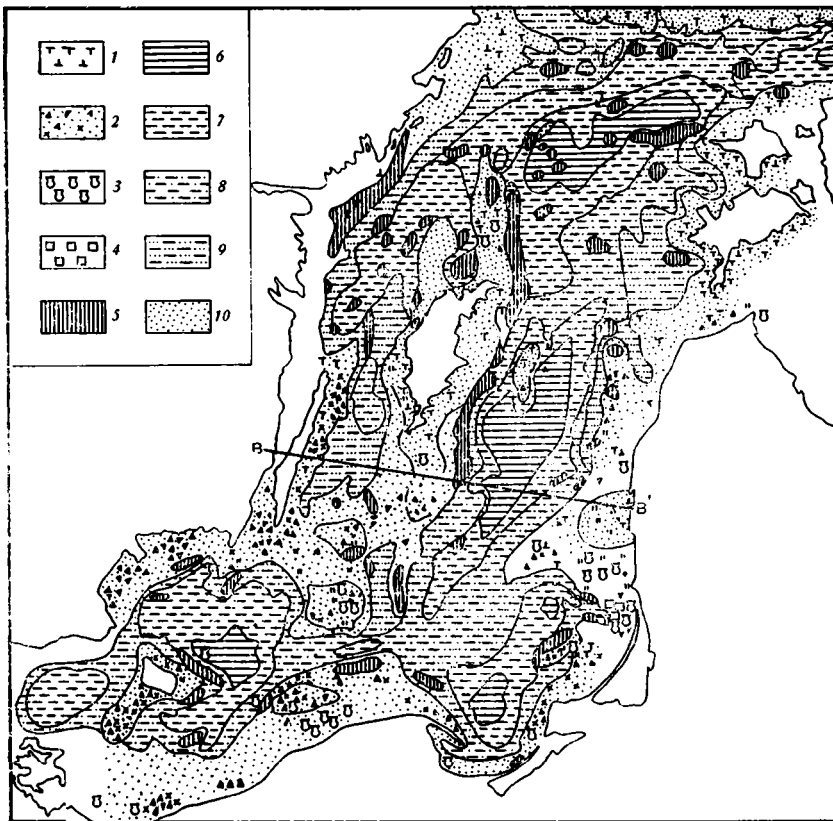
Балтийское море в современных очертаниях является, как известно, морем очень молодым, возникшим в послеледниковое время. Это обстоятельство обуславливает одну характерную его особенность. В мелководных участках (до глубин 60—80 м) в настоящее время происходит подводное перемывание ледниковых отложений с выносом из них тонкоалевритовых и особенно пелитовых частиц, которые отлагаются в котловинах. Таким образом, мелководные участки моря характеризуются грубозернистыми, несортированными осадками, бедными S_{org} , котловинные — тонкозернистыми, часто обогащенными органическим веществом (фиг. 26).

В пределах моря содержание Mn в осадках измеряется, как правило, сотыми долями процента (фиг. 27), постепенно увеличиваясь от песков к глинистому илу. То же наблюдается и в осадках Рижского залива (табл. 36).

Но в Борнхольмской и Готландской котловинах наряду с незначительными количествами марганца были встречены и высокие его содержания, приуроченные к черным, темно-серым и зеленовато-серым илам (табл. 37).

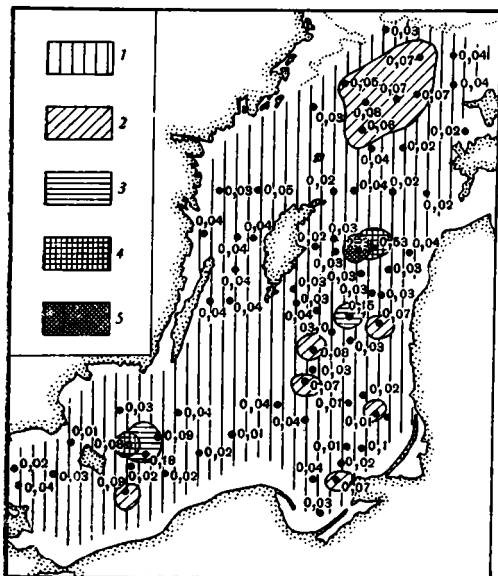
Станция 37 расположена на самом глубоком участке Готландской впадины. С запада она отгорожена подводной возвышенностью с глубинами меньше 100 м, с востока — изобатой 100 м, а с юга — возвышенностью, образованной древней мореной. Осадки котловины представляют собой глинистый ил темно-серого цвета, местами с черными пятнами. Содержание марганца в различных слоях ст. 37 колеблется без какой-либо закономерности.

Станции 31, 38, 43, 46 расположены также в Готландской впадине, а станции 62 и 125 — в Борнхольмской.



Фиг. 26. Типы осадков Балтийского моря (по Т. И. Горшковой)

1 — задевы; 2 — гравий, галька, камни; 3 — ракушка; 4 — торфяник; 5 — глина; 6 — глинистый ил; 7 — ил; 8 — песчаный ил; 9 — илистый песок; 10 — песок.
В — В' — линия профиля



Фиг. 27. Содержание марганца (в %) в верхнем слое осадков Балтийского моря (по Т. И. Горшковой, 1967)

1 — < 0,05; 2 — 0,05 — 0,1; 3 — 0,1 — 0,2; 4 — 0,5 — 1,0; 5 — 2 — 3

Средние содержания (в %) Fe, Mn, P в осадках Рижского залива

Тип осадка	Fe	Mn	P	Mn : Fe	C _{орг}
Коричневые осадки:					
пески	0,96	0,028	0,03	0,030	0,20
илстые пески	1,21	0,032	0,36	0,027	0,45
песчаные илы	2,62	0,040	0,075	0,016	1,63
илы	3,65	0,13	0,08	0,036	2,31
глинистые илы	4,04	0,21	0,10	0,050	2,55
Зеленовато-серые и черные осадки:					
черный ил	—	0,035	—	—	—
черный глинистый ил	—	0,100	—	—	—
Ленточная глина	2,82	0,06	0,07	0,021	0,25

Таблица 37

Содержания (в %) марганца в осадках впадин
(по Т. И. Горшковой, 1961, 1963)

№ станции	Год	Глубина, м	Слой, см	Mn	CO ₂	Тип осадка
31	1961	195	Средняя проба	0,52	0,57	Черный глинистый ил
37	1955	224	0—7	1,54	1,84	Темно-серый глинистый ил
37	1955	224	20—31	?	1,00	То же
37	1955	224	50—55	0,22	0,87	»
37	1955	224	100—110	0,70	0,94	»
37	1955	224	120—135	0,94	2,91	»
37	1955	224	135—140	1,60	1,76	»
37	1961	223	Верх	2,39	2,82	»
37	1963	234	»	2,84	3,70	»
38	1963	200	»	0,55	0,75	Черный глинистый ил
38	1959	190	»	0,50	0,50	То же
43	1963	153	»	0,15	—	Зеленовато-серый ил
46	1957	127	0—5	0,30	0,36	То же
46	1957	127	58—60	0,17	0,62	»
46	1957	127	110—116	0,13	0,57	»
62	1957	92	Верх	0,18	0,63	Темно серый ил
62	1957	92	105—107	0,15	0,68	То же
125	1949	95	Верх	0,73	—	»
S-37	—	188	Верх	4,00	4,7	Сапропелевый зелено-вато-черный ил (по Мангейму, 1961)

Чрезвычайный интерес вызывает вопрос о форме нахождения марганца в черных илах. Этот вопрос был подробно исследован Ф. Т. Мангеймом (Manheim, 1961) на примере зеленовато-черного сапропелевого ила ст. S-37, поднятого с глубины 188 м со дна Готландской котловины. Донная вода здесь имела соленость 12,03 ‰, причем содержала H_2S , pH 7,25, Eh —45 мв. В осадке также был обнаружен сероводород, pH было равно 7,40, Eh —130 мв.

«Химические исследования, — пишет Ф. Т. Мангейм, — показали, что основная часть марганца была в кислоторастворимой форме, а не в силикатной фазе. Сульфид марганца (алабандин) фактически исключается, так как он находится в растворимой форме; автору неизвестно также и о присутствии в осадках гауэрита (MnS_2). Таким образом, ... наиболее возможным соединением является родохрозит или смешанные карбонаты марганца, кальция, железа и магния» (Manheim, 1961, стр. 122).

Этот вывод был подтвержден данными рентгеновского исследования и дифрактометрическими анализами. Марганцовые окислы, кальцит, арагонит или доломит не были обнаружены, однако были отмечены широкие линии ($d \sim 2,90$), которые соответствуют твердому раствору смешанных карбонатов следующего состава: $Ca_{30}Mn_{70}CO_3$, $Ca_{32}Mn_{60}Mg_8CO_3$ и т. д.

«Расчеты, основанные на избытке кальция, магния, железа и марганца, присутствующих в этом осадке, над обычными некарбонатными осадками, дали результаты, представленные в табл. 38.

Таблица 38

Состав гипотетического смешанного карбоната

Окислы	Вес % (S-37)	Избыток над «нормальными» некарбонатными осадками	Соответственно CO_2
CaO	2,2	$0,9 \pm 0,4$	$0,7 \pm 0,3$
MgO	2,7	$0,5 \pm 0,3$	$0,5 \pm 0,3$
FeO	6,8	$0,5 \pm 0,5$	$0,3 \pm 0,3$
MnO	5,2	$5,1 \pm 0,1$	$3,1 \pm 0,1$
		Общее количество	$4,6 \pm 0,1$
CO_2	4,7	$4,7 \pm 0,1$	$4,7 \pm 0,1$

Отбросив железо и переведа процентные в атомные соотношения, получаем следующую формулу: $(Mn_{72}, Ca_{16}, Mg_{12})CO_3$.

Итак, доказано, что в осадках ст. S-37 мы имеем дело со смешанными марганцовыми карбонатами какого-то типа — вероятно, родохрозитом.

Изучение осадков под микроскопом после выщелачивания их разбавленной HCl показало, что карбонат в них распределяется неравномерно, концентрируясь в отдельных участках размерами от <1 мм до нескольких миллиметров в диаметре. Эти частицы обогащены марганцем, что было установлено при качественном спектрографическом исследовании; весьма возможно, что они обуславливают неравномерное распределение карбонатов в постледниковых осадках центральной части Балтийского моря. Например, Гриппенберг в четырех образцах (S-37, F-80) обнаружила концентрацию CO_2 , соответствующую 1,68; 1,84; 2,45 и 3,78% $CaCO_3$ (Manheim, 1961, стр. 123—126).

Неравномерное распределение марганцовых карбонатов указывает, по-видимому, на самую начальную стадию формирования родохрозитовых конкреций в тонкозернистых темных илах впадин Балтийского моря.

Но если это так, то, очевидно, в иловых водах этих отложений должны быть следы предварительной редукции поступившего в осадок марганца и

обогащения им иловой воды, ибо формирование диагенетических минералов и их стяжений происходит, как известно, через иловую воду. Действительно, Т. И. Горшкова, определившая марганец в иловых водах балтийских осадков, обнаружила очень большие концентрации Mn^{2+} , особенно в черных илах впадин (табл. 39).

Таблица 39

Содержание (в mg/l) марганца в грунтовых растворах Балтийского моря
(по Т. И. Горшковой, 1963)

№ станции	Глубина, м	Слой, см	Mn	№ станции	Глубина, м	Слой, см	Mn
1962 г.				1963 г.			
31	184	Верх	20,0	255	111	Верх	7,92
31	184	60—80	6,2	29	130	»	0,5
31	184	110—130	4,8	31	190	»	20,0
31А	101	Верх	1,8	37	234	»	17,0
352	91	»	0,5	38	230	»	14,7
36	116	0—26	0,8	40А	48	»	0,0
36	116	110—130	1,6	41	103	»	1,7
37	225	0—20	13,2	42	100	»	1,2
37	225	30—50	8,1	43	153	»	5,5
37В	110	Верх	3,4	49	99	»	0,0
39А	92	»	0,5	55	105	»	1,7
39А	92	25—45	Следы	62	92	»	17,0
41	81	Верх	1,54	69	108	»	1,22
42	151	»	3,74	71	194	»	6,0
43	125	0—5	2,2	80	47	»	0,0
43	125	10—32	1,0	86	126	»	0,77
44В	86	0—20	0,3				
183А	112	0—5	3,4				
183А	112	20—40	3,3				

Как видно из таблицы, содержание марганца в грунтовых растворах Балтийского моря колеблется от следов до 20,0 mg/l . Наибольшее количество было обнаружено в пробах со станций 31, 37, 38, 46 и 82, т. е. там, где было определено и повышенное содержание марганца в осадках, причем с уменьшением концентрации марганца в отдельных слоях уменьшается и количество марганца в грунтовом растворе.

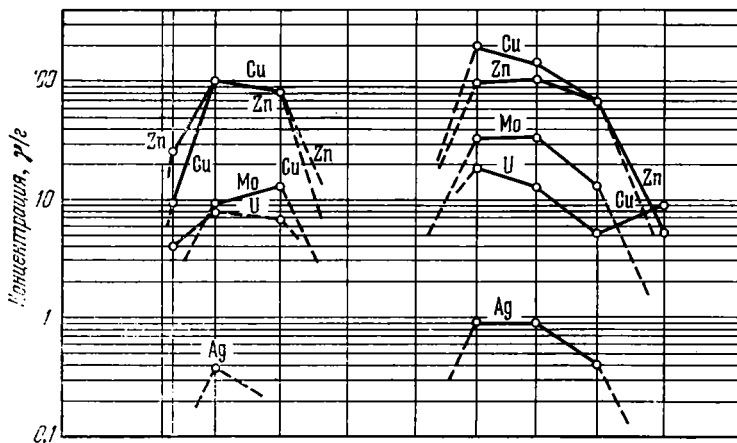
Так как в наддонной воде содержание Mn составляет 0,02—0,3 mg/l (максимальное), то иловая вода оказывается обогащенной этим элементом в десятки раз больше сравнительно с наддонной. Этим достаточно демонстрируется интенсивность преобразования соединений марганца в илах. Тот факт, что в отложениях впадин еще не успели сформироваться обособленные крупные стяжения родохрозита, объясняется, вероятно, слишком малым временем существования балтийских илов. Но общая направленность процесса именно в эту сторону представляется несомненной.

Интересны некоторые, правда ограниченные, данные о концентрациях малых элементов в разных петрографических типах осадков, опубликованные Ф. Т. Мангеймом (Manheim, 1961).

Как видно из данных табл. 40, содержания всех малых элементов находятся на кларковом уровне, исключая Mo, значения которого резко повышены в сапропелевых илах; возможно, здесь сказывается влияние концентрирующегося марганца, который, как известно, энергично «тянет за собой» молибден.

Тип осадка, местонахождение	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb
Глинистый песок, ст. S-19, $56^{\circ}26'$ с. ш., $16^{\circ}48'$ в. д., глубина 58 м	30	37	3	12	10	<10
Сапропелевый ил, ст. S-37 (F-80), $58^{\circ}02'$ с. ш., $20^{\circ}00'$ в. д.	130	90	22	43	78	25

Как обычно, с утоньшением зерна содержания элементов возрастают. На фиг. 28 для пяти элементов — урана, меди, цинка, молибдена и серебра — графически показано распределение в осадках вдоль профиля В—В' (см. фиг. 26). Ярко видна их приуроченность к тонкозернистым



Фиг. 28. Распределение меди, цинка, молибдена, урана и серебра по профилю В — В' (по Ф. Т. Manheim, 1961)

Пунктирная линия — обычно ожидаемые пределы концентраций в осадках тех станций, относительно которых никаких данных нет. Для них эти пределы частично рассчитаны на основании данных ниже предела чувствительности («меньше чем»). Распределение молибдена в осадке станции S-29 неравномерно: обнаружены содержания 80 г/т

илам котловин, причем тяжелые элементы скапливаются не в центральной, наиболее застойной, части бассейнов, а по периферии, в зоне перехода к застойным условиям. На таких участках обнаружены содержания меди до $250 \times 10^{-4}\%$, урана — $32 \times 10^{-4}\%$, молибдена — $80 \times 10^{-4}\%$ и серебра до $1,6 \times 10^{-4}\%$. Данные об олове и свинце неполные, но указывают на то же явление (Manheim, 1961).

3. Железо-марганцовые конкреции в Балтийском море

Железо-марганцовые конкреции в осадках Балтийского моря известны уже давно, причем встречены в Ботническом, Финском и Рижском заливах, а также на площади самого моря (фиг. 29). К сожалению, в большинстве мест они изучены пока слабо, и только о стяжениях Рижского залива имеются более обстоятельные данные (Горшкова, 1961). Установлено все же — и это отчетливо видно на карте, — что конкреции локали-

элементов в балтийских илах

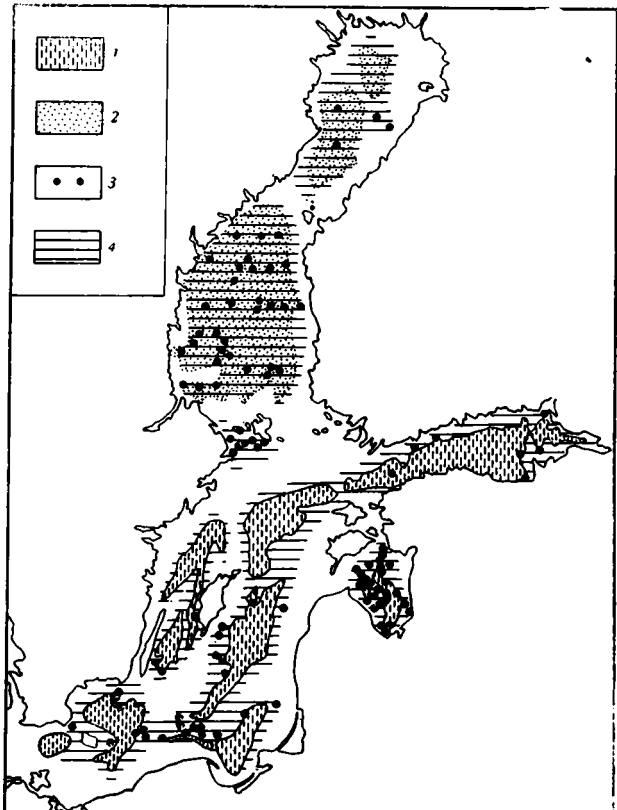
Zn	Mo	Ba	Sr	B	Li	Rb	Sn	Ag	Ga	U	Th
32	<2	640	100	—	—	55	<5	<0,3	6	4	8
110	35	750	135	120	38	150	8	<0,1	30	7	11

зованы только на тех участках осадков, где имеется более или менее выраженный ржаво-бурый окисленный слой, и отсутствуют там, где этого слоя нет. Следовательно, конкреций нет на территории относительно глубоководных впадин, но их много на более мелководных участках.

Железо-марганцовые конкреции располагаются на верху окисленного слоя на контакте осадок — вода. Они имеют вид шариков, концентрически-слоистых лепешек с каменным ядром и оруденелых обломков неправильной формы. Шарики встречаются главным образом в южной части Рижского залива, лепешки — вблизи о. Рухну (в центральной части залива) и вдоль восточного берега между 57°40' и 58°0' с. ш.; оруденелые пластинки обнаружены в единичных пунктах, а плоские изъеденные — в северо-восточной части залива. Шарики распространены также в Ботническом заливе.

Железо-марганцовые конкреции обнаруживались чаще всего в песках, илстых песках, реже в илах. Обычно конкреционные осадки подстилаются серыми и черными илами.

Размеры шариков (табл. 41) чаще всего 2—5 мм; масса же их на 1 м² варьирует от 0,182 до 5,4 кг, т. е. достаточно большая. В прибрежных осадках преобладают мелкие и средние конкреции диаметром 1—2 и 2—3 мм



Фиг. 29. Распределение железо-марганцовых стяжений в осадках Балтийского моря (по Ф. Т. Маппе, 1965)

1 — тонкозернистые отложения застойных и полужастойных участков моря, окисленной зоны нет; 2 — тонкозернистые осадки с хорошо развитой окисленной зоной; 3 — железо-марганцовые стяжения; 4 — площади их вероятного развития

Содержания и размеры стяжений
(по Т. И. Горшковой, 1961)

№ стан-ции	Суммарный вес конкреций, г/м ²	% конкреций от суммарного веса				
		диаметр, мм				
		>5	5—3	3—2	2—1	1—0,5
101	1778	—	17,7	44,56	37,74	—
103	670	—	—	2,67	97,33	—
104	2350	2,86	43,4	25,22	23,16	0,31
117	2487	—	9,99	43,0	46,30	0,69
197	5393	—	55,29	26,59	17,75	0,65
11	182	—	—	50,00	50,00	—
15	561	—	29,61	37,66	33,05	—
16	259	8,53	21,04	8,41	62,00	—
20	2409	0,84	22,66	43,04	33,44	—
21а	1118	—	1,5	16,0	78,00	4,00

Таблица 42

Химический состав (в %) конкреций
(по Т. И. Горшковой, 1961)

№ стан-ции	Тип стяжений	H ₂ O	П.п.п.	Нерас-творимый остаток	Mn	Fe	Mn : Fe	P	CO ₂	C _{орг}
Рижский залив										
16	Шарики	13,38	10,7	23,29	9,91	15,73	0,63	0,35	2,79	2,0
20	»	12,69	7,28	33,56	4,56	16,07	0,284	0,72	2,12	1,75
101	»	11,91	12,29	30,23	7,67	14,05	0,544	0,46	3,73	2,15
147	Крупные шарики	11,85	10,74	30,14	23,16	13,22	1,75	0,62	3,03	1,84
126	Оруденелые пластинки	12,67	8,89	19,36	1,94	15,76	0,123	1,18	1,31	1,42
143	Белая конкреция	2,29	10,46	63,06	0,20	3,18	0,063	0,18	7,80	0,59
17	Оруденелое дерево	14,26	85,09	2,38	0,15	2,63	0,058	0,02	1,69	48
18	Наружная часть оруденелая	12,10	10,55	28,52	8,43	4,43	1,90	0,56	3,90	0,67
19	Внутренняя часть оруденелая	7,5	6,27	52,44	2,50	7,84	0,32	0,37	1,50	0,32
Ботнический залив										
21	Рудная корка, черный слой	6,0	9,22	44,58	22,61	8,58	2,63	0,14	1,20	1,06
»	Рудная корка, желтый слой	12,29	14,28	32,29	1,51	10,15	0,148	1,91	0,92	3,33

Примечание. Дополнительные данные по содержанию Mn, Fe, P и некоторых малых элементов, определенных в пробах, любезно предоставленных Т. И. Горшковой, сведены в табл. 43.

На более глубоких местах в песчаных илах и илах встречаются в большом количестве шарики диаметром 5—10 мм:

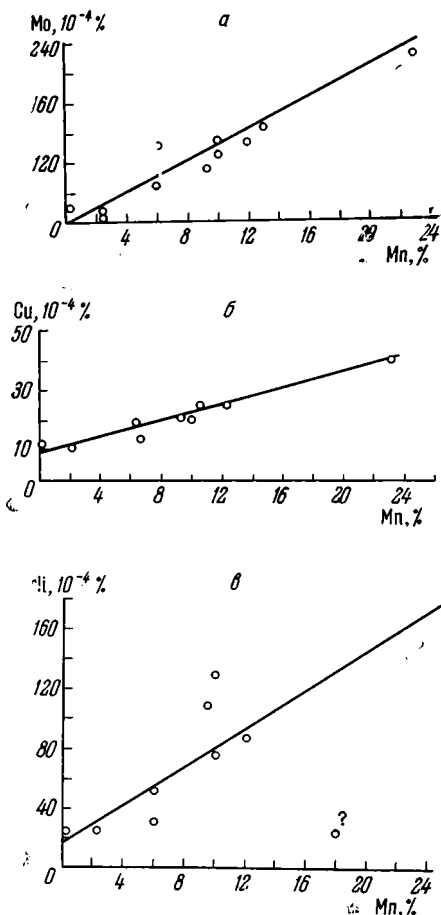
Диаметр шариков, мм	Вес шариков, г
10	1,23
6,75—5,0	0,53
5—3	0,057
3—2,5	0,0106
2,5—2	0,006
2—1,5	0,0034
1,5—1,25	0,0014
1,25—1,0	0,001

Химический состав конкреций разных типов показан в таблицах 42, 43, 44.

Анализируя все эти данные, трудно заметить, прежде всего, что железо-марганцевые конкреции Балтийского моря всегда достаточно богаты железом, содержание которого часто превосходит количество марганца. Это обстоятельство наглядно отражается на марганцевом модуле стяжений. Из 21 анализа только в пяти модуль этот больше единицы, изменяясь от 1,15 до 2,63, что указывает на преобладание марганца над железом. В остальных же 16 анализах модуль меньше единицы, и железо значительно превосходит марганец. В то же время марганцевый модуль конкреций по крайней мере в 10—20 раз выше, чем во вмещающих осадках, что свидетельствует о гораздо большей подвижности марганца по сравнению с железом при формировании стяжений.

К сожалению, минералогическая форма нахождения марганца в балтийских конкрециях остается до сих пор неизвестной; она не была изучена ни Т. И. Горшковой, ни нами из-за отсутствия свежего материала. Химические анализы показали, что в конкрециях много CO_2 (0,32—7,46%) и $\text{C}_{\text{орг}}$ (0,62—3,33%). Невольно возникает мысль о присутствии в балтийских конкрециях наряду с окисными минералами также карбонатов марганца типа родохрита, подобно тому, что мы видели в стяжениях оз. Пуннус-Ярви. При этом количество родохрита (или изоморфной смеси MnCO_3 с CaCO_3 , FeCO_3 , MgCO_3) достигает в ряде случаев 7—8% общего веса стяжения. Проверка этого предположения является одной из актуальных задач дальнейшего изучения балтийских стяжений.

Как и в конкрециях северных морей, в балтийских стяжениях довольно много фосфора (0,35—2,23%). Малые элементы находятся в невысоких концентрациях. При этом никель, кобальт, медь, цинк, свинец и особенно молибден явно накапливаются в стяжениях; количество V, Cr и Ga, напротив, убывает. Mo, Cu и Ni (фиг. 30, а, б, в) показывают довольно ясное тяготение к марганцу и как бы следуют за ним. Все эти геохимические признаки типичны для накопления марганца вообще как современных, так и древних; в этом отношении балтийские конкреции не составляют исключения.



Фиг. 30. Соотношения Mo, Cu и Ni с Mn в осадках Балтийского моря
а — Mo — Mn; б — Cu — Mn; в — Ni — Mn

Содержание Fe, Mn, P и малых элементов в конкрециях Балтийского моря

Местонахождение и тип конкреций	Fe	P	Mn	Ti	CO ₂	C _{орг}	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ge	Ga
	%						10 ⁻⁴ %										
Финский залив, глубина 90 м, корковидная руда	12,33	0,46	23,53	1,265	1,44	0,62	67	20	60	150	38	221	34	11	160	1	8
Рижский залив, ст. 7, глубина 52 м, неправильные шаровидные стяжения (0,5—2 см), внутри более темные	26,02	2,47	6,42	0,246	2,70	1,45	78	20	80	31	19	50	39	9	116	1	5
Там же, глубина 30 м, шлаковидная корка, на расколе буро-коричневая	18,16	0,83	10,65	0,586	3,78	1,27	112	21	60	132	25	114	31	31	187	1	8
Там же, глубина 34 м, смесь шариков (до 1—5 см) с обломками корковидных нарастаний вокруг каких-то тел (моллюсков?)	23,85	1,38	12,16	0,50	5,75	1,18	90	20	60	88	25	107	36	16	98	1	8
Там же, глубина 27 м, шлаковидная корка	16,12	0,72	2,23	0,138	1,20	0,47	90	27	26	23	12	20	23	12	73	2	13
Там же, глубина 30 м, шлаковидная корка	17,47	0,80	10,05	0,56	2,60	0,38	90	23	30	79	21	94	31	15	156	1	10
Там же, глубина 27 м, плоские пустотелые тела, вероятно, обрастания вокруг створок моллюсков, позже растворенных	25,33	0,90	9,39	0,37	7,45	1,14	101	20	72	114	22	73	34	23	136	2	10
Там же, глубина 25 м, округлые тела с одной стороной плоской, другой — выпуклой. Размеры 6×2×0,5 см. Напоминают озерную денежную руду	37,67	1,63	Нет	0,0	0,55	0,45	112	25	14	26	12	23	26	22	107	1	12

Таблица 43 (окончание)

Местонахождение и тип конкреций	Fe	P	Mn	Ti	CO ₂	C _{орг}	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ge	Ga
	%						10 ⁻⁴ %										
Там же, глубина 52 м, неправильные шаровидные тела (около 0,5 см)	16,19	0,89	18,67	1,15	Нет	2,12	34	14	90	176	25	—	—	—	—	1	7
Балтийское море. Глубина 200 м, неправильные бугристые корки	23,85	2,23	6,77	0,29	2,05	0,68	146	19	60	53	14	107	42	25	110—115	4	11
Составной образец из конкреций, взятых вокруг о. Готланд *	22,47	0,07	13,93	—	0,76	2,5	150	10	160	750	48	130	—	38	80	—	20
То же, богатый железом глинистой корки *	12,18	1,67	2,46	—	0,34	0,79	70	32	16	48	38	8	—	37	49	—	20

* Последние два образца по Мангейму (Manheim, 1965).

Таблица 44

Содержание (в 10⁻⁴%) малых элементов в конкреции из Балтийского моря
(по Ф. Т. Manheim, 1961)

Объект	Sr	Ba	Rb	Zn	Ni	Co	Cu	Cr	V	Ga	Th	U	Pb	Sn	Mo	Ag
Конкреция	—	—	—	100—300	30—100	20—60	30—100	<5	3—10	<5	—	—	100—300	1—3	<5	—
Нижележащий глинистый песок	100	640	55	19—32	12	3	10	37	30	6	8	4	<10	<5	<2	<0,3

4. О некоторых деталях генезиса железо-марганцевых стяжений Балтийского моря

Мощность современных осадков Рижского залива, залегающих над позднеледниковыми ленточными глинами, изменяется от 2 см в северной части залива до 100 см и более в южной его части, куда Даугава и другие реки вносят много мути; здесь же локализованы и наиболее затишные участки залива, благоприятные для накопления осадка.

Из общей толщи песков, илистых песков, илов только верхние 0,5—2,0 см окрашены в коричневый цвет и образуют окисленную зону осадка; все же более глубокие слои — зеленовато-бурые, серые и черные — принадлежат зоне восстановительной. Большое содержание органического вещества в илистых осадках редуцирует Fe^{3+} и Mn^{4+} в двухвалентную форму и вызывает миграцию их вверх, в окисленную коричневую пленку осадка, которая соответственно обогащается ими за счет восстановительной зоны, что наглядно видно в табл. 35. Дальнейшее перераспределение Fe и Mn внутри самой окислительной зоны создает конкреции.

Следовательно, здесь действует тот же геохимический механизм, что и в других описанных выше озерных и морских бассейнах. Новой особенностью является очень большая быстрота, с которой возникают в окислительной пленке и затем вновь исчезают железо-марганцевые стяжения. Если 100-сантиметровый слой илов отложился за 7000 лет (современная стадия Балтийского моря), то в 70 лет возникает 1 см. Поскольку же мощность окисленной пленки колеблется от 0,5 до 2,0 см, время его существования в разных местах залива составляет, очевидно, 35—140 лет. И за это время успели сформироваться стяжения диаметром до 3—5 мм, а порою и больше. Как только эта пленка переходит в восстановительную зону, конкреции редуцируются и рассасываются, Fe и Mn перемещаются выше по разрезу и в новой окислительной пленке формируют новые стяжения.

Имеются, однако, сведения, что и в указанном кратком интервале времени рост конкреций идет не непрерывно, а скачками, усиливаясь в одни годы, ослабевая или прекращаясь в другие; не исключено, что в некоторые периоды они подвергаются даже частичному растворению. Этот же вывод напрашивается из чрезвычайно интересных наблюдений Т. И. Горшковой за окислительно-восстановительными условиями и динамикой Fe и Mn в окислительной пленке илов Рижского залива.

«Балтийское море и его заливы,— пишет она,— характеризуются периодической сменой солености их вод, обусловленной отчасти направлением ветра, а главным образом количеством паводочных вод... В годы высоких паводков, когда в Рижский залив поступает большое количество пресной воды, наблюдается более резкая стратификация вод, которая в тихую погоду обуславливает слабую вертикальную циркуляцию, в силу чего обнаруживаются пониженные количества кислорода в придонном слое воды.

Такое изменение газового режима оказывает влияние не только на жизнь донного населения, но и на химический состав донных осадков. Ярким примером таких изменений являются осадки Рижского залива, изученные нами как в 1947—1948 гг., так и в 1959 г.

...Донные осадки глубоководной части Рижского залива в 1947—1948 гг. представляли собой глинистые илы, верхний слой которых толщиной 0,5—2,0 см имел коричневую окраску, обусловленную наличием высших окислов марганца и железа. Полученные нами в 1959 г. осадки показали, что в глубоководных участках за последние годы произошло резкое изменение цвета верхнего слоя осадков. В 1959 г. тонкая верхняя пленка, толщиной 1—2 мм, была окрашена в серый цвет, а ниже залегали черные жидкие глинистые илы с запахом сероводорода» (Горшкова, 1961, стр. 404, 405).

Чтобы выяснить, как изменилось содержание марганца в осадках, были проанализированы сборы 1959 г. и сопоставлены с анализами сборов 1947—1948 гг. на ближайших станциях (табл. 45).

Таблица 45

Содержание (в %) Mn в верхних сантиметрах колонок, собранных в 1947—1948 и 1959 гг.

№ станции	Слой	Mn	№ станции	Слой	Mn
1947—1948 гг.			1959 г.		
4	Верх	0,19	137	Верх	0,11
5	»	0,32	135	»	0,08
13	»	0,10	120	»	0,05
103	»	0,29	121	»	0,08
124	»	0,14	103	»	0,15
116	»	0,17	119	»	0,10
113	»	0,04	109	»	0,14
			111	»	0,16
	Среднее	0,179		Среднее	0,11

Как видим, среднее содержание Mn в самом верхнем слое осадков за 11 лет понизилось почти вдвое. Определений Fe не было сделано, но имеются все основания полагать, что и его количество также убыло, хотя, может быть, и не так резко, как у марганца. Все эти изменения, по Т. И. Горшковой, объясняются тем, что «1947—1948 гг. были годами осолонения, когда количество кислорода в придонном слое воды было высоким благодаря хорошей вертикальной циркуляции. Последние годы (1957—1958 гг.) были годами высокого паводка, т. е. годами опреснения. В эти годы в придонном слое глубоководных участков наблюдается недостаток кислорода, который отмечался и в 1959 г. Несмотря на ветреную погоду, в сентябре 1959 г. в придонном слое воды количество кислорода составляло около 30% насыщения. Можно думать, что при штилевой погоде процент насыщения кислорода был еще ниже. Благодаря заморным явлениям вышние окислы железа и марганца осадков восстанавливаются в закисные, которые переходят в воду (главным образом, марганец) или сернистые соединения (железо), обуславливающие черный цвет осадков» (Горшкова, 1961, стр. 405—406).

Таким образом, под влиянием стока рек в Рижский залив окисленная пленка в осадках то развивается, то исчезает. В первом случае условия способствуют росту железо-марганцовых стяжений, во втором — тормозят его. Тем самым вскрывается тонкая и чрезвычайно важная деталь процесса формирования железо-марганцовых конкреций, свидетельствующая, что этот процесс был очень сложным и изменчивым во времени и в действительности более быстрым, чем указывается вышеприведенными расчетами.

Случаи очень быстрого образования железо-марганцовых конкреций, вообще говоря, не единичны. Еще в прошлом столетии любопытный пример был описан Мерреем и Ирвином (Murrey, Irvine, 1895) в заливе Лох-Файн в Шотландии, в который впадает р. Клайд. Генезис стяжений обязан имеющимся в этой области химическим заводам. Так, одна только фирма «Tennant & Co» спустила в р. Клайд за период с 1818 по 1846 г. больше 56 000 т $MnCl_2$ как отброс производства. То, что именно спуск марганцовых вод был причиной роста железо-марганцовых стяжений, доказывается тем, что драгировки Меррея обнаружили марганцовые жел-

ваки и корки во многих местах залива Клайда, например Скирлморли-Бэнк, Лох-Файн, Страйвэк, Лох-Гойл, Лох-Лонг, между тем как в более северных лохах, вне зоны влияния спускаемых марганцовых вод, обнаружены только ничтожные следы MnO_2 . Минералы и породы на дне и берегах залива одинаковы в обеих областях. Если эти соображения Меррея и Ирвина верны, следует признать, что в специфических условиях крупные железо-марганцовые конкреции могут расти за немногие десятки лет.

III. НАКОПЛЕНИЯ МАРГАНЦА В ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

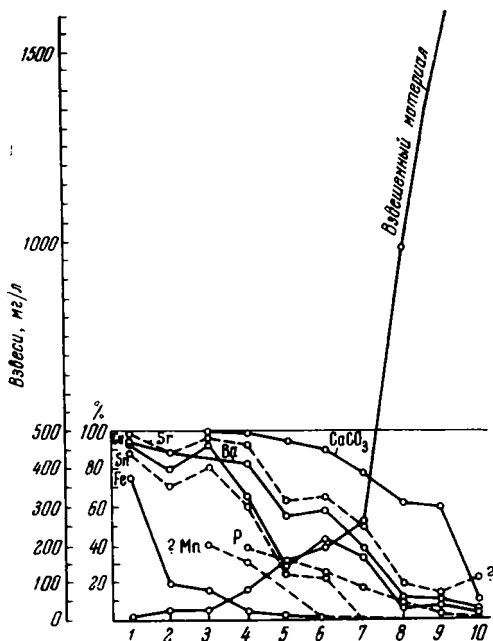
1. Питание Черного моря марганцем и особенности его гидрохимии

Подобно Балтийскому, Черное море представляет собой типичный внутриконтинентальный бассейн. Водосборная площадь его (B) равна 1 864 000 $км^2$, акватория же (L) — около 500 000 $км^2$; отношение $B : L$, следовательно, равно 3,7, т. е. значительно выше, чем у Балтийского моря.

Северная половина водосборной площади расположена на Русской платформе и отличается плоским и слабо приподнятым рельефом: высоты колеблются от немногих десятков метров до 200, реже 300 м; склоны водоразделов пологи, энергия эрозионных процессов весьма понижена. Гидрографическая сеть огромна по размерам, чрезвычайно разветвлена, со спокойным медленным движением воды и относительно малым переносом взвешенных частиц; отсюда идет главным образом растворенный материал.

С востока, запада и юга к Черному морю примыкают молодые горные страны с большими и резко колеблющимися высотами (от 200—500 до 3000—4500 м) и чрезвычайно интенсивно протекающими денудационными процессами. Вместо немногих, но весьма обширных речных водотоков здесь преобладают многочисленные небольшие реки с круто падающими руслами, быстрым течением и гораздо большим выносом взвешенных частиц. Питание Черноморского бассейна обломочным материалом в основном идет именно с гористой и расчлененной части водосборов.

В связи с неодинаковым характером рельефа формы миграции Fe, Mn и сопровождающих их элементов в разных реках существенно неодинаковы, но закономерно меняются, как это можно видеть на фиг. 31. По мере усиления гористости водосбора миграция элементов во все большей степени происходит в твердой фазе, в составе взвесей, растворы же играют все более подчиненную роль.



Фиг. 31. Формы миграции элементов в реках Черноморского бассейна

1 — Припять, Чернобыль; 2 — Днепр, Верхнеднепровск; 3 — Днепр, Херсон; 4 — Дон, Аксай; 5 — Дон, Донская; 6 — Дунай, Измаил; 7 — Риони, Цхакая; 8 — Кубань, Краснодар; 9 — Кубань, Темрюк; 10 — Чорох, Батуми (1957 г.)

Формы миграции Fe и Mn в реках Черноморского бассейна
(по М. А. Глаголевой, 1959)

Форма переноса	Днепр, Херсон	Дон		Кубань		Дунай, Измаил	Риони, Цхакая	Чорох, Батуми
		Аксай	Дон-ская	Тем-рюк	Крас-нодар			
Железо								
Раствор, мг/л	0,20	0,4	0,28	0,25	0,18	0,19	0,18	0,24
Тонкая взвесь, %	9,07	8,26	8,37	7,37	7,60	6,60	5,31	7,37
Грубая взвесь, %	2,96	8,92	7,64	5,69	5,38	5,96	5,05	6,39—3,68*
Марганец								
Раствор, мг/л	0,02	0,04	0,02	0,03	Следы	Следы	0,03	0,013
Тонкая взвесь, %	0,45	0,13	0,12	0,12	0,10	0,165	0,96	0,130
Грубая взвесь, %	0,03	0,083	0,08	0,072	0,077	0,100	1,16	0,036
Mn : Fe								
Тонкая взвесь, %	0,050	0,015	0,014	0,016	0,013	0,025	0,18	0,017
Грубая взвесь, %	0,050	0,009	0,010	0,010	0,014	0,016	0,23	0,013

* Первая цифра 1956 г., вторая — 1957 г.

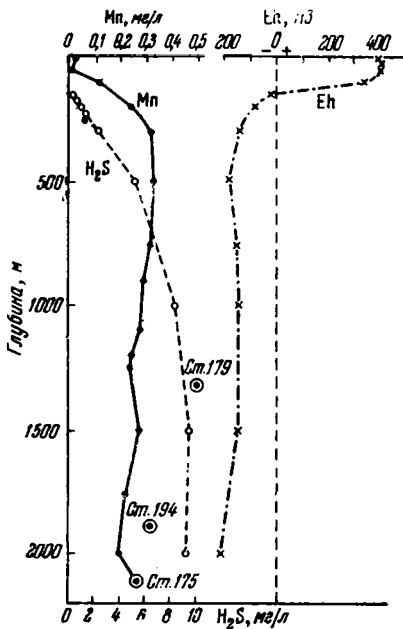
Особый интерес представляют для нас, конечно, содержания и формы миграции Fe и Mn. Из табл. 46 явствует, что железо поступает в Черное море из всех впадающих в него рек, главным образом в виде тонкой взвеси, на втором месте стоит взвесь грубая, которая в горных реках по количеству мало чем уступает взвеси тонкой; растворенное железо играет совершенно второстепенную, ничтожную роль. В миграциях марганца главенствует также тонкая взвесь, грубая играет уже меньшую роль, растворы же — явно роль большую, чем у железа. Бросается в глаза повышенный вынос марганца Днепром и особенно Риони, что, несомненно, связано с наличием на их водосборных бассейнах осадочных месторождений марганца. Марганцевый модуль (Mn : Fe) во взвеси во всех реках находится на обычном кларковом уровне, но у Днепра в тонкой взвеси слегка повышен против нормы, а в Риони резко превосходит кларковый уровень. Некоторые элементы в реках Черноморского бассейна были определены также Г. С. Коноваловым (1959); учитываются лишь растворы (табл. 47).

На основании определений Г. С. Коновалов (1959), О. А. Алекин и Л. В. Бражникова (1964) рассчитали, что Черное и Азовское моря

Таблица 47

Содержание (в мкг/л) Mn, Cu и Zn в реках
Черноморского бассейна

Место взятия пробы	Mn	Cu	Zn
Днепр, г. Бендеры	55,7	4,2	41,2
Южный Буг, г. Вознесенск . .	14,6	9,0	18,2
Днепр, г. Берислав	8,5	12,1	58,8
Дон, станция Аксай	3,1	5,2	6,9
Кубань, станция Славянская . .	3,7	11,1	38,8
Риони, г. Поти	530,0	4,1	22,2



Фиг. 32. Среднее содержание (в мг/л) общего марганца и сероводорода и величина (в мв) окислительно-восстановительного потенциала в воде Черного моря (по Б. А. Скопинцеву и Т. П. Поповой, 1963)

очень малым; в удалении от берегов оно составляет около 0,020 мг/л. Очевидно, взвешенное и частью растворенное железо, поступающее с водосборов, осаждается в подавляющей своей части на дно. При этом в резко восстановительной сероводородной воде оно в некоторой степени успевает редуцироваться. В 1959 г. Н. М. Страховым было показано, что в верхних 100 м сероводородной зоны редуцируется всего 5% суммарного Fe; в 700-метровой зоне редуцирование достигает 11%, в 1450-метровой зоне — 20%; дальнейшее редуцирование происходит за счет процессов, протекающих в илу.

Иначе складывается судьба марганца (фиг. 32). По недавним определениям В. В. Мокиевской (1961), Б. А. Скопинцева и Т. П. Поповой (1963), содержания его в воде на разных глубинах следующие:

Глубина, м	Mn, мг/л	Глубина, м	Mn, мг/л	Глубина, м	Mn, мг/л
На поверхности	0,023	300	0,324	1250	0,240
10—20	0	500	0,332	1320	0,500
50	0,005	570	0,321	1500	0,277
100	0,129	900—1000	0,289	1880	0,324
200	0,236	1100	0,280	2000	0,210
250	0,45	1200	0,240	2100	0,230

При этом растворенный марганец в толще воды от 250 м до дна составляет 68—95% валового; остальное — марганец взвешенный.

Нетрудно видеть, что в черноморской воде происходит то же самое, что в воде Балтийского моря: марганец аккумулируется, достигая значений, даже превосходящих установленные в Балтике. Причина аккумуляции та же: в восстановительной сероводородной зоне часть марганца редуцируется до Mn^{2+} и удерживается в растворе частично в виде сульфида, несравненно более растворимого сравнительно с сульфидом железа, частично

ежегодно получают растворенного марганца 10 800 т, меди 1370 т, цинка 5980 т. Массы взвешенных марганца, меди и цинка превосходят массы растворенных в десятки раз.

Напомним, что лишь верхние 150 м водной массы Черного моря содержат свободный кислород во все убывающих сверху вниз количествах; в остальных 2000 м кислород замещен H_2S . Соответственно этому Eh воды до глубин около 100 м положительный и высокий (порядка +300 — +400 мв). На глубинах 100—300 м располагается зона с неустойчивыми значениями Eh, быстро падающими по мере углубления до —150 мв. Нижняя сероводородная зона (глубже 300 м) имеет устойчивые отрицательные значения Eh, в преобладающем большинстве случаев от —100 до —200 мв.

Эта своеобразная обстановка не может не отразиться на распределении и формах нахождения в черноморской воде Fe и Mn, причем сказывается на них по-разному. Судя по данным М. В. Добржанской, содержание Fe на всем разрезе черноморской водной массы остается практически неизменным и

в виде бикарбоната. Иначе говоря, в отличие от железа часть марганца, ежегодно вносимого в Черное море, не осаждается на дно, но задерживается в наддонной воде. Этот процесс аккумуляции марганца начался с момента возникновения в Черном море сероводородного заражения, т. е. 5—8 тыс. лет назад, и продолжается до настоящего времени. Б. А. Скопинцевым и Т. П. Поповой было подсчитано, что сейчас в сероводородной зоне Черноморского бассейна присутствует около 100 млн. т марганца, что отвечает примерно 400 млн. т высококачественной руды (с 25% Mn), т. е. крупному марганцевому месторождению. В этом специфика всех более или менее застойных бассейнов с пониженным содержанием кислорода в придонной воде. У Черного моря благодаря исключительно большому развитию застойной сероводородной зоны и резко восстановительному ее режиму эта специфика выражена наиболее сильно. Она, так сказать, доводит до логического конца то, что было отчетливо намечено уже в Балтийском море с его менее застойной водой и гораздо более слабо выраженным восстановительным характером.

2. Распределение марганца в черноморских осадках

Распределение марганца по типам черноморских осадков обычное (табл. 48).

Т а б л и ц а 48

Распределение марганца в черноморских отложениях

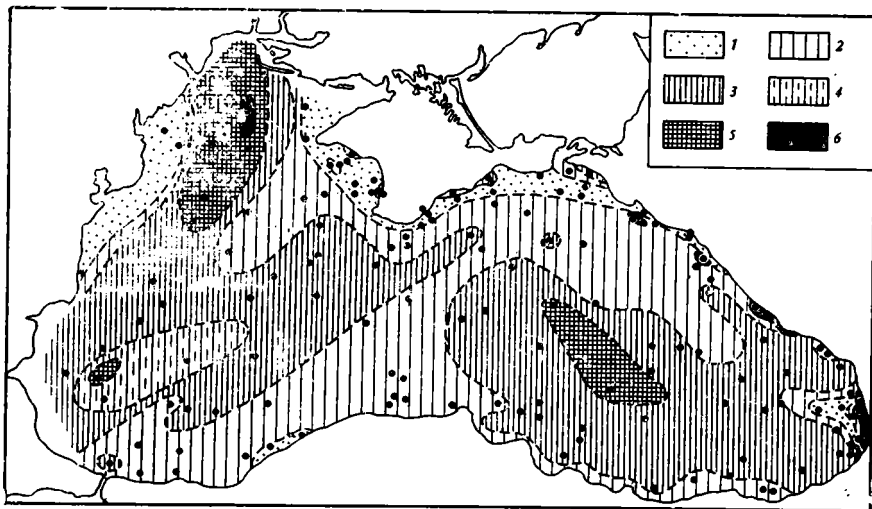
Тип осадка	Mn, %		Mn : Fe
	на натуральный осадок	на бескарбонатное вещество	
Пески	0,060	0,070	0,020
Алевриты	0,066	0,070	0,018
Глинистые илы	0,055	0,071	0,016
Глинисто-известковые илы	0,045	0,077	0,0175
Известково-глинистые илы	0,036	0,080	0,018

Среднее содержание марганца в бескарбонатном веществе осадка (т. е. освобожденное от влияния разбавителя) медленно и слабо нарастает по мере перехода ко все более пелагическим отложениям.

Еще отчетливее видно это на карте распределения марганца (фиг. 33). Она построена по центростремительному типу: минимальные содержания в прибрежной зоне, особенно по северному, западному и отчасти восточному побережью (<0,05%); мористее следует полоса средних содержаний (0,05—0,07%); в центральной области — два крупных разъединенных, сложных очертаний пятна высоких содержаний (0,075—0,10%), внутри которых небольшие участки максимальных величин (>0,10%).

Бросается в глаза, что одно из пятен максимальных значений марганца выходит из устья Днепра; его источником является, вероятно, поступление марганца из области южноукраинского олигоценового марганцеворудного бассейна. Второе пятно, очень небольшое, прибрежное, но с максимальными содержаниями марганца, ютится вблизи устья р. Риони и связано, несомненно, с наличием Чиатурского месторождения. Марганцовый модуль черноморских осадков отличается очень малой величиной, близко отвечающей марганцевому модулю взвесей речного стока.

Вертикальное распределение Fe и Mn в современных осадках неодинаково в сероводородной и прибрежной кислородной зонах моря. В первой — содержания обоих элементов не показывают каких-либо закономерных изменений. Здесь нет и железо-марганцовых стяжений. Во второй наме-



Фиг. 33. Распределение марганца в осадках Черного моря (в % на бескарбонатное вещество)
 1 — < 0,05; 2 — 0,05 — 0,075; 3 — 0,075 — 0,09; 4 — 0,09 — 0,10; 5 — > 0,10;
 6 — > 0,25

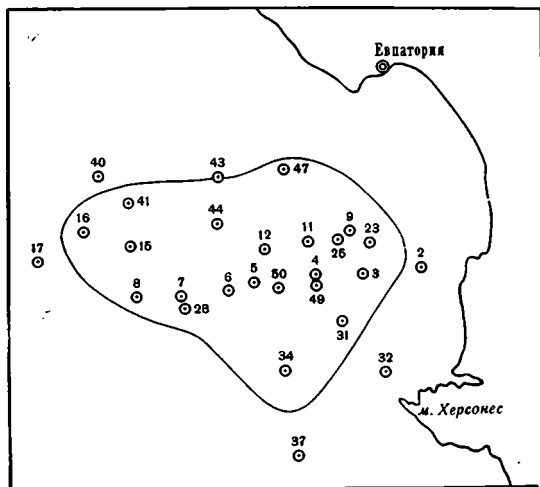
чается отчетливо выраженная зональность. Верхние несколько сантиметров ила окрашены в бурые тона и являются окислительной зоной, более глубокие же слои осадка серые и относятся к восстановительной зоне. В окислительной зоне содержания Fe и Mn повышены, и здесь в ряде случаев развиваются их стяжения; в восстановительной зоне содержания обоих элементов находятся на обычном уровне и стяжений нет.

Эти два явления, известные и ранее в общей форме, в последнее время были подробно и количественно изучены В. Ф. Севастьяновым и И. И. Волковым (1965), выяснившими ряд очень интересных и важных для геохимии марганца подробностей, на которых мы вкратце и остановимся.

Объектом изучения была площадь черноморского шельфа южнее мыса Тарханкут на глубинах 60—140 м; здесь было сделано (в 1962—1964 гг.)

12 станций (фиг. 34). Осадки представлены глинистыми илами с небольшой примесью алеврита и створок раковин *Modiola phaseolina* и их обломков. Толщина верхней окисленной части отложений варьирует от 0,3—0,5 до 2 см. Окисленный слой довольно четко переходит в серый восстановленный, причем на всех станциях в илу на горизонтах 1—3, 2—5 см замечены примазки ила черного цвета (гидротроилит), указывающие на начало редукции сульфатов.

В окисленной зоне (0,5—2 см) реакционноспособное железо присутствует только в трехвалентной форме, в



Фиг. 34. Распределение железо-марганцевых стяжений на шельфе южнее п-ова Тарханкут (по И. И. Волкову и В. Ф. Севастьянову, 1968)

виде гидроокиси. 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 форме MnO_2 . Он объясняется нахождением марганца в виде гидратированной соли марганцоватистой кислоты общей формулы $(K, Mn)O \cdot nMnO_2 \cdot mH_2O$.

По мере углубления формы Fe и Mn в осадках становятся иными. Уже на горизонте 2—5 см исчезают соединения четырехвалентного марганца; здесь и ниже весь марганец находится только в закисной форме. Восстановительным процессом охватывается и реакционноспособное железо. Значительная, а на некоторых станциях большая часть его находится в двухвалентном состоянии уже в горизонте, непосредственно подстилающем окисленный слой. При дальнейшем углублении (до горизонта 18—20 см) относительное содержание закисного железа еще более увеличивается, но восстановление до конца все же не доходит; в осадках всегда присутствует $Fe_{НС1}^{3+}$, порой в очень небольших количествах (порядка 0,1%).

В табл. 49 сопоставлены содержания Fe и Mn в окисленном слое (0,5—2 см) и в восстановленном горизонте. В последнем цифры обозначают средние величины из двух определений: в слое, непосредственно подстилающем бурую пленку, и в 18—20-сантиметровом слое от верха разреза.

Из цифр видно, что всегда и неизменно в буром окисленном слое содержания Fe и Mn выше, чем в сером восстановленном. При этом, если

Таблица 49

Коэффициенты перераспределения Fe и Mn между окисленной и восстановительной зонами отложений

№ станции	Fe _{вал}			Fe _{реакц}			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	4,20	3,48	1,2	2,01	1,32	1,5	0,10	0,025	4,0
3	4,34	3,76	1,2	—	—	—	0,15	0,035	4,3
4	4,79	3,92	1,2	—	—	—	0,025	0,050	5,0
5	4,44	3,71	1,2	—	—	—	0,19	0,040	4,8
6	5,02	3,88	1,3	6,61	1,34	4,9	0,15	0,015	10,0
7	10,23	3,79	2,7	6,59	2,34	2,8	0,42	0,035	12,0
8	4,70	3,18	1,5	—	—	—	0,17	0,035	4,9
9	5,28	3,72	1,4	—	—	—	0,35	0,040	8,8
23	5,71	3,99	1,4	3,58	1,09	3,3	0,32	0,030	10,7
31	4,62	3,85	1,2	1,99	1,00	2,0	0,15	0,035	4,3
32	4,32	3,79	1,1	—	—	—	0,40	0,035	11,5
40	4,65	3,27	1,4	2,93	1,31	2,2	0,84	0,065	13,0
41	4,90	3,10	1,6	3,72	0,66	5,6	0,43	0,060	7,2
43	5,14	3,33	1,5	2,18	0,94	2,3	0,93	0,050	18,6
44	6,19	3,62	1,7	3,29	0,87	3,8	0,47	0,045	10,4
47	6,41	3,60	1,8	3,23	0,90	3,6	0,33	0,045	7,3
49	5,58	3,80	1,5	5,25	0,99	5,3	0,32	0,030	10,7
50	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

брать валовые количества железа, то прирост его содержаний в окисленном слое составляет 1,2—2,7 раза (в среднем 1,4 раза); при оперировании же только реакционноспособным железом прирост составляет от 1,5 до 5,3 раза (в среднем 3,2 раза). Прирост марганца в окисном слое гораздо выше: 4—18,6 раза (в среднем 9 раз). Совершенно очевидно, что обогащение обоими элементами окисленного слоя объясняется диффузионным подтоком снизу Fe^{2+} и Mn^{2+} , находящихся в иловом растворе осадков восстановленной зоны, и данные табл. 49 указывают интенсивность их диагенетического перетекания. Разница в подвижности марганца и железа весьма наглядна, у реакционноспособного Fe она равна 3,2, у марганца — 9,0.

Наряду с железом и марганцем перемещение из восстановленной зоны в окисленную испытывают и некоторые малые элементы (табл. 50, 51).

Таблица 50

Средние содержания (в 10^{-4} %) микроэлементов в окисленных и восстановленных осадках

Ил	Ni	Co	Cu	Mo	W	V
Окисленный	40	14	30	1,57	35	93,5
Восстановленный . . .	42,5	11	36	1,32	36	95,2

Таблица 51

Химический состав окисленных илов, вмещающих конкреции

№ станции	Fe	Mn	Mn : Fe	P	Ti	C _{орг}	V	Cr	Ni	Co	Cu	Mo	W	Zr
	%			%				10^{-4} %						
3	4,2	0,15	0,035	0,13	0,31	1,5	140	61,5	49	13	35	1,3	36	—
4	5,0	0,43	0,086	0,14	0,32	1,6	84	68,4	42	16	38	1,7	32	133,2
5	4,58	0,32	0,07	0,14	0,31	1,5	84	68,4	42	16	24	1,3	32	118,4
6	5,2	0,31	0,06	0,17	0,32	1,5	84	68,4	40	13	32	2,0	36	133,2
7	4,5	0,13	0,03	0,14	0,32	1,5	84	76,6	44	11	35	1,3	40	103,6
11	7,6	1,05	0,14	0,26	0,31	—	112	41,0	22	25	32	2,0	40	—
12	7,1	0,69	0,10	0,27	0,33	—	112	51,3	57	20	11	3,7	24	—
15	4,0	0,13	0,03	0,12	0,39	—	112	68,4	28	9	34	2,0	32	—
16	3,75	0,14	0,04	0,14	0,36	—	112	68,4	30	9	36	1,3	24	—
23	5,10	0,34	0,07	0,16	0,29	—	84	41,0	20	12	28	0,8	40	—
32	4,17	0,39	0,09	0,14	0,26	—	67	51,3	51	10	30	1,0	36	—
34	5,36	0,13	0,02	0,17	0,39	—	84	34,2	44	9	20	1,0	48	—
41	4,7	0,41	0,09	0,13	0,29	—	67	41,0	50	13	39	1,3	32	—
47	6,2	0,32	0,05	0,19	0,30	—	84	51,3	48	20	31	1,3	36	—
Среднее	5,0	0,35	0,065	0,16	0,32	1,53	93,5	56,5	40	14	30	1,57	35	122,1

Заметная вертикальная миграция наблюдается лишь у Co и Mo, другие элементы ведут себя пассивно.

Следует иметь в виду, однако, что и Mn, и Fe, и микроэлементы в окисленном илу, вмещающем конкреции, представляют собой остаточные массы, ибо значительные количества их стянулись в Fe-Mn конкреции при их формировании. И. И. Волков и В. Ф. Севастьянов (1968) рассчитали для трех станций в пределах конкреционного поля количества Mn, Fe и

малых элементов, которые должны были быть в окисленном слое до формирования стяжений, и сравнили их с содержаниями в восстановленном слое. Получился следующий ряд коэффициентов обогащения окисленной зоны относительно восстановительной:

Mn	Fe _{реакц}	P, Mn, Co	Ni	V, W, Ti	Cr, Zr
40	5,0	3—4	2—2,5	1,1	0,9

Этот ряд показывает диффузионные процессы в илах более ярко, чем таблицы 48 и 49.

Данные И. И. Волкова и В. Ф. Севастьянова дают возможность вскрыть две существенные детали в диагенетической истории железа и марганца, представляющие общетеоретический интерес.

Как известно (Глаголева, 1959), в речных выносах черноморского водосбора наряду с реакционноспособным Fe³⁺ всегда находится еще реакционноспособное закисное железо, которого содержится 0,5—1,22%, что составляет в среднем 20% суммы реакционноспособного Fe вообще. Между тем в окисной (0,5—2 см) пленке черноморских илов, как мы видели, никаких следов двухвалентного реакционноспособного железа не обнаружено. Это может означать только одно: будучи занесено в илы, Fe_{реакц}²⁺ длительно соприкасаясь с кислородсодержащей водой, нацело окисляется и переходит в Fe³⁺. Это явление, несомненно, имеет место не только в черноморских илах, но и повсеместно в других нормально аэрируемых бассейнах, получающих с водосборов большие или меньшие количества закисного реакционноспособного железа. Вот почему при анализе редукционных процессов в осадках современных и древних водоемов мы вправе рассматривать все исходное реакционноспособное Fe как трехвалентное и почти весь (за малыми количествами) реакционноспособный Mn — как четырехвалентный (входящий в состав псиломеланов). Именно так прежде я и поступал, исходя из общих соображений. Сейчас правильность такого подхода доказана работой И. И. Волкова и В. Ф. Севастьянова (1965, 1968).

В связи со сказанным большой интерес представляет абсолютная длительность существования окислительной пленки на шельфе Черного моря. В области, где велись исследования, мощность современных осадков составляет в среднем 75—80 см. При длительности их формирования от 2500 до 4000 лет (по разным определениям) получаем, что 1 см осадка накапливается здесь за 33—53 года, т. е. со скоростями того же порядка, что и в Балтийском море. Стало быть, окисленная пленка мощностью 0,5—2 см существует от 17—27 до 66—106 лет. И за этот срок не только успевает нацело окислиться все реакционноспособное двухвалентное железо, которое приносится в осадок с речными взвесями, но и подтягиваемая снизу, из восстановительной зоны в окислительную, значительная масса подвижных Fe²⁺ и Mn²⁺, которые увеличивают массы реакционноспособного Fe³⁺ в 3,2 раза, а соответствующую массу Mn⁴⁺ даже в 9 раз. Все это — наглядный пример того, что диффузионные процессы в илах протекают вовсе не с такой уж малой скоростью во времени и захватывают вовсе не ничтожные количества (по массе) каждого элемента, как это иногда думают.

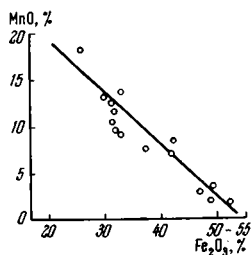
3. Железо-марганцовые стяжения в осадках кислородной зоны Черного моря

Как было указано, железо-марганцовые конкреции встречаются в донных отложениях разных частей Черного моря, чаще и в наибольших количествах вблизи берегов Крыма, южнее мыса Тарханкут. Минимальная глубина нахождения конкреций здесь составляет 80 м, максимальная — 140 м. Они располагаются на поверхности тонкого слоя окисленного ила,

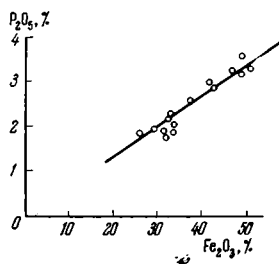
Химический состав конкреций Черного моря

№ станции	Глубина, м	Fe	Mn	Mn : Fe	P	Ti	C _{орг}	V	Cr	Ni	Co	Cu	Mo	W	Zr
		%			%										
3	87	23,16	6,95	0,30	0,88	0,11	—	179,2	22,0	244	79	57,5	21	40	—
4	97	23,00	7,37	0,32	0,87	0,09	0,9	196,0	14,0	393	90	47,0	21	40	66,6
5	106	22,21	8,14	0,36	0,92	0,14	0,7	140,0	24,0	338	94	46,0	17	32	37,0
6	114	25,98	5,77	0,22	1,14	0,09	0,7	179,2	24,0	204	90	25,0	15	40	52,0
7	124	32,94	2,23	0,07	1,43	0,08	0,6	196,0	18,0	110	71	22,0	7	40	37,0
11	98	21,99	9,80	0,44	0,85	0,09	0,8	196,0	15,0	495	94	51,0	25	40	—
12	109	20,84	10,17	0,49	0,85	0,10	0,7	196,0	25,0	471	94	54,0	25	40	—
15	123	29,69	6,52	0,22	1,23	0,085	0,5	196,0	14,0	259	90	34,0	20	41	—
16	132	23,14	10,70	0,46	1,01	0,08	0,5	196,0	20,0	283	118	39,0	25	40	—
23	87	29,33	5,37	0,18	1,31	0,09	—	196,0	18,0	196	82	31,0	13	40	—
32	91	34,25	1,47	0,04	1,59	0,10	—	163,0	24,0	32	39	19,0	8	40	—
34	128	36,56	1,42	0,04	1,44	0,08	—	235,3	27,0	18	40	13,0	10	44	—
37	140	34,25	2,83	0,08	1,38	0,09	—	235,3	29,0	110	82	14,0	12	40	—
41	110	18,24	13,95	0,76	0,83	0,10	—	140,0	12,0	574	98	51,0	41	40	—
47	92	22,26	9,07	0,41	0,81	0,095	—	140,0	17,0	519	94	54,0	17	40	—
Среднее		26,62	6,79	0,25	1,10	0,095	0,675	186,0	20,0	283	83	37,0	18	40	48,1

обычно имеющего желто-бурый или коричневый цвет. От краев к центру конкреционного поля стяжения железа и марганца изменяются от тонких обрастаний по краям раковин и полутвердых сгустков до сплошного слоя конкреций разных размеров, покрывающих или сверху и представляющих образования лепешковидной или блюдцеобразной формы. Вес конкреций на 1 м² достигает здесь 2,5 кг. В середине конкреций в качестве центра кристаллизации, как правило, находится раковина *Modiola phaseolina* или ее обломки. Наибольшая толщина обрастания около 4 мм. Отдельные полуразложившиеся конкреции в редких случаях встречаются также в толще отложений, уже в восстановительной зоне.



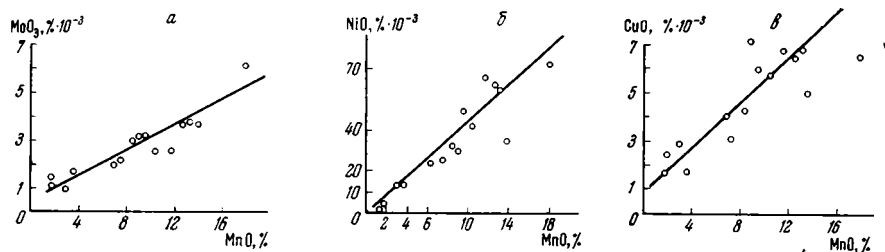
Фиг. 35. Соотношения Fe и Mn в черноморских конкрециях (по И. И. Волкову и В. Ф. Севастьянову, 1968)



Фиг. 36. Соотношения P₂O₅ и Fe₂O₃ в черноморских стяжениях (по И. И. Волкову и В. Ф. Севастьянову, 1968)

В составе черноморских конкреций (табл. 52) железо всегда и неизменно преобладает над марганцем и порой довольно сильно. В среднем из 15 определений Fe составляет 26,52%, Mn — 6,79%; марганцевый модуль соответственно достаточно низкий (0,266) и относительно мало варьирующий (0,20—0,40).

Железо в конкрециях находится только в окисной форме. Эмпирическая формула кислородных соединений марганца в конкрециях изменяется в довольно широких пределах — от $MnO_{1,4}$ до MnO_2 (в большинстве образцов $MnO_{1,8}$). Дефицит кислорода по отношению к формуле MnO_2 , имеющийся почти во всех образцах, указывает на присутствие в конкрециях наряду с Mn^{4+} еще и Mn^{2+} , что отвечает, вероятнее всего, псиломелану; к сожалению, специальных минералогических исследований пока не выполнено.



Фиг. 37. Соотношения MnO_2 , NiO и CuO с MnO в черноморских стяжениях (по И. И. Волкову, В. Ф. Севастьянову, 1968)
 а — MnO_2 — MnO ; б — NiO — MnO ; в — CuO — MnO

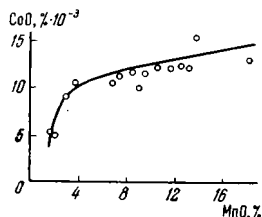
В конкрециях довольно много никеля, кобальта, молибдена, меньше — меди.

Разделив средние содержания каждого элемента в конкрециях на средние содержания его во вмещающих илах, получаем коэффициент стягивания. Он имеет следующие значения: Mn — 19,4; Mo — 11,6; Ni — 7,1; Co — 6,0; Fe — 5,3; P — 4,0; V — 2,0; Cu — 1,2; W — 1,1; Cr — 0,35; Ti — 0,3; Zr — 0,4.

Как видно, наиболее интенсивно стягиваются Mn , Mo , Ni , Co , Fe , P ; меньше Cu , V , W ; совсем не стягиваются Ti , Cr , Zr .

Между некоторыми компонентами конкреций существуют довольно устойчивые соотношения. Как видно из фиг. 35, марганец и железо находятся в обратных соотношениях; фосфор накапливается пропорционально железу (фиг. 36); молибден, никель, медь следуют за марганцем (фиг. 37а, б, в). Кобальт также тяготеет к Mn , но корреляционная кривая имеет более сложный вид, отражая, по-видимому, также еще связь Co с Fe (фиг. 38).

Фиг. 38. Соотношения CoO и MnO в черноморских стяжениях (по И. И. Волкову и В. Ф. Севастьянову, 1968)



Как было выяснено выше, длительность существования окисной пленки в осадках кислородной зоны весьма ограничена и измеряется (при разной ее мощности) всего 17—106 годами. И за этот срок в ней все же успевают возникнуть ясно оформленные стяжения Fe , Mn и сопровождающих их элементов, то частично и слегка покрывающие модиоловые раковины, то окутывающие их сплошным довольно толстым покровом, толщиной до 4 мм. Опять мы сталкиваемся с довольно быстро — в геологическом аспекте — протекающими процессами диффузионного перетекания компонентов в диагенезе.

IV. НОВОЕ В МАРГАНЦОВОРУДНОМ ПРОЦЕССЕ В МОРЯХ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА, БАЛТИЙСКОМ И ЧЕРНОМ

Материал, подробно разобранный выше, открывает некоторые новые стороны в современном осадочном марганцеворудном процессе, знание которых важно для правильного понимания формирования древних марганцевых накоплений.

1. Следуя от краевых морей Арктического бассейна ко внутриконтинентальным водоемам с газовым режимом, уклоняющимся от нормы — Балтийскому и Черному морям, можно видеть, как параллельно с убылью кислорода в наддонной воде накапливается растворенный марганец, масса которого исчисляется иногда колоссальными величинами (до 100×10^6 т в Черном море). Его аккумуляция здесь, несомненно, тормозит накопление марганца в илах. Напротив, нормальное содержание O_2 в морском бассейне в максимальной степени изгоняет марганец из наддонной воды и способствует его аккумуляции в осадке. Поэтому можно считать установленным, что *при прочих равных условиях осадочному марганцеворудному процессу содействуют условия нормальной аэрации бассейна*; аномальный же — сероводородный — газовый режим, столь резко выраженный в Черном море, тормозит рудообразование.

2. Рудные накопления во всех описанных в настоящей главе водоемах представляют собой типичные диагенетические образования, обязанные вертикальной миграции марганца, железа и сопровождающих их элементов из восстановительной зоны осадка в окислительную. Разнообразные железо-марганцевые стяжения, часто обильные, возникают в этом случае на базе чисто кларковых исходных (седиментационных) содержаний Fe и Mn, редуцируемых органическим веществом до закиси (Fe^{2+} и Mn^{2+}) и приобретающих поэтому усиленную геохимическую подвижность. Таким образом, *решающим фактором формирования железо-марганцевых рудных стяжений является в данном случае органическое вещество*. Чем его больше и оно свежее, т. е. активнее как редуцент, тем интенсивнее рудообразование в окисной пленке.

Из малых элементов в железо-марганцевых конкрециях избирательно накапливаются Ni, Co, Cu, Mo; V и W либо участвуют в процессе очень слабо, либо не участвуют совсем; Cr, Ti, Zr не затрагиваются диагенетическим перераспределением.

Накапливающиеся элементы, особенно Ni, Mo, Cu, показывают ясную связь именно с марганцем.

3. Весьма характерна локализация железо-марганцевых *стяжений на вертикальном разрезе окислительной зоны осадков. И в Карском, и в Балтийском, и в Черном морях конкреции располагаются в самой верхней части окисленного слоя на границе раздела осадок — ил*. Это особенно видно на примере корковых стяжений, которые лежат непосредственно на илах, а также на той разновидности конкреций, которая образует пояски вокруг камней, выступающих над илом; эти пояски также возникают на разделе вода — ил. Аналогично залегают железо-марганцевые корки и в озерных водоемах. Даже в оолито-пизолитовых рудах наиболее крупные «рудины» характеризуют самую верхнюю часть рудного пласта, что отчетливо видно на примере оз. Пуннус-Ярви. Короче говоря, *для всех современных морских и озерных стяжений характерно расположение на окисленном илу или в самом верху его, на разделе осадок — ил*. Весьма типично также, что в этой плоскости стяжения Fe и Mn, как правило, формируются около обломков пород, грубых зерен, раковин и их детрита, лежащего на илу, словом, на любом твердом предмете, частично или полностью выступающем из осадка в наддонную воду.

В чем причина такой своеобразной локализации железо-марганцевых стяжений?

Известно, что еще в 20-х годах В. С. Буткевичем, Б. В. Перфильевым и другими микробиологами, а за ними и геологами усиленно пропагандировалась мысль, что железо-марганцовые стяжения представляют собой биогенные образования, обязанные жизнедеятельности железобактерий. Последние окисляют Fe^{2+} в Fe^{3+} , Mn^{2+} в Mn^{4+} и используют выделяющуюся при этом энергию для синтеза органических соединений клетки. С. Н. Виноградский (Winogradsky, 1922) назвал эти организмы аноргосидантами. По своей физиологической специфике железо-марганцовые бактерии должны обитать на границе восстановительной и окислительной среды, т. е. там, где имеет место непрерывное поступление Fe^{2+} и Mn^{2+} из первой среды во вторую. Но их нет на границе окисленной пленки и воды, ибо в этой пленке, как было показано И. И. Волковым и В. Ф. Севастьяновым (1968) для окисной зоны Черного моря, нет ни Fe^{2+} , ни Mn^{2+} , а присутствуют лишь Fe^{3+} и Mn^{4+} . В свете этих фактов становится совершенно очевидным, что роль железобактерий в геохимии озерных и морских осадков ограничивается только большим или меньшим участием в формировании самой окисленной пленки, но не стяжений Fe и Mn на границе раздела осадков — вода. В образовании последних железо- (и марганцо-) бактерии заведомо участия не принимают и не могут принимать по характеру своей специфической деятельности. Формирование стяжений шло чисто неорганическим путем.

И. И. Волковым и В. Ф. Севастьяновым (1968) была высказана интересная и, как мне кажется, плодотворная мысль, которая несколько открывает физико-химическую суть железо-марганцового конкрециообразования. «Марганец и железо — пишут они, — находятся в окисленном слое в виде чрезвычайно реакционноспособных, свежееобразованных гидроокисей в коллоидной форме... В результате непрерывного поступления марганца и железа в поверхностный слой порог устойчивости дисперсной системы в окисленном слое превышает, и начинается коагуляция коллоидных гидроокисей... Коллоидные частицы несут электрический заряд, и приуроченность конкреций к границе ил — вода, по-видимому, связана с наличием двойного электрического слоя, существующего на поверхности раздела двух фаз.

Края раковин, располагающихся на поверхности дна, имеют наибольшую плотность электрического заряда и поэтому служат центрами кристаллизации коллоидов, как и любые другие предметы, выделяющиеся на ровной поверхности осадков» (Волков, Севастьянов, 1968, стр. 176).

Таким образом, хотя в диагенетическом перераспределении Fe и Mn принимают участие как биохимические, так и коллоидно-химические процессы, роль тех и других совершенно разная, и проявления их пространственно разъединены.

Железо-марганцовые бактерии в какой-то мере (но отнюдь не исключительно) участвуют в созидании верхней окисленной пленки осадка. Местом их работы является граница восстановленной и окисленной зон. Железо-марганцовые стяжения возникают у верхней границы окисленной пленки на поверхности раздела вода — ил в результате чисто коллоидных процессов, возбуждаемых и поддерживаемых электрическим зарядом, особенно сильным около твердых тел, выступающих у этой поверхности. Между зоной активности железобактерий и зоной формирования конкреций располагается большая или меньшая по толщине зона окисленного ила, в которой осуществляется перемещение коллоидных форм Fe^{3+} и Mn^{4+} от места их зарождения к местам собирательной кристаллизации.

4. Процессы редукции Fe и Mn, подтягивание их в окислительную пленку, а также формирование на ее поверхности стяжений этих элементов происходят в геологическом аспекте очень быстро, от немногих десятков до 150 лет. Но быстро возникающие в окислительной пленке железо-марганцовые накопления в дальнейшем ходе осадочного процесса столь же

быстро исчезают, притом обычно без следа, как только окислительная зона со стяжениями перекроется всего 2—3-сантиметровым слоем нового осадка и войдет в состав восстановительной зоны. Фактором, уничтожающим их, является органическое вещество окислительной пленки, редуцирующее накопленные в ней массы Fe и Mn и заставляющее их вступать в новую миграцию.

Нерассосавшиеся остатки прежних накоплений встречаются редко и незначительны по содержаниям.

В целом же рудные стяжения во всех охарактеризованных морских бассейнах представляют собой специфические и притом достаточно кратковременные накопления Fe и Mn, отличающиеся именно своей эфемерностью от всех других фацально-генетических типов марганцевых руд.

Глава III

О МЕХАНИЗМЕ ОБГАЩЕНИЯ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ИЛОВ ОКЕАНОВ РАССЕЯННЫМИ ЖЕЛЕЗОМ, МАРГАНЦЕМ И СОПРОВОЖДАЮЩИМИ ИХ ЭЛЕМЕНТАМИ

Еще в 1924 г. Ф. Кларк в своих «Data of geochemistry» отметил на основании анализа средней пробы глубоководной красной глины (из 51 образца), что пелагические отложения океанов содержат повышенные количества Co, Ni, Cu, Sr, Ba, As, Pb и Zn. Но широко поставленное изучение распределения малых элементов в океанических илах началось лишь с конца 40-х годов. К настоящему времени благодаря работам Юнга, Голдберга, Аррениуса, Векил и Райли, Петерсона, Ведеполя, Ландергрена и других исследователей накопился уже большой материал, позволяющий рассматривать пелагические илы Атлантического, Индийского и Тихого океанов в качестве накопителей резко повышенных содержаний перечисленных выше и некоторых других элементов.

За последнее время работами советских исследователей — М. А. Глаголевой, М. Ф. Пилипчука и И. И. Волкова по Черному морю, Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной по Арктическому бассейну, Э. А. Остроумова, А. Б. Исаевой, Н. М. Страхова и И. Л. Нестеровой по Охотскому морю — было установлено дополнительно, что концентрирование Fe, Mn, P, Co, Ni, Cu, Mo, W, Zn и других элементов имеет место не только в пелагических илах океанов, но в небольшой степени и в гораздо меньших по размерам водоемах. Это обстоятельство позволило автору настоящих строк сформулировать в 1965 г.¹ чисто эмпирическое обобщение, согласно которому существует связь между размерами бассейнов и степенью обогащенности их пелагических илов железом, марганцем и другими более подвижными микроэлементами. С этой точки зрения океанические илы представляют лишь крайний случай развития одной и той же тенденции в ряду от самых малых водоемов до самых больших.

Так как для правильного понимания генезиса железо-марганцевых стяжений в океанах знание этой закономерности и механизма, ее определяющего, имеет первостепенное значение, мы остановимся вкратце на ее обосновании и генетическом истолковании².

1. Накопление элементов в пелагических илах и размеры водоемов

При обсуждении этого вопроса приходится оперировать частично картами распределения элементов на площади водоемов, частично усредненными значениями содержаний элементов в пелагических осадках.

¹ В докладе на VII Всесоюзной литологической конференции 16/XI в Москве.

² Подробности см. в статье Н. М. Страхова (1968).

К сожалению, в большинстве случаев картографические схемы даются только для Fe, Mn, P, CaCO₃, SiO₂. И только по двум морям — Черному и Охотскому — имеются серии карт для Fe, Mn, P, V, Cr, Co, Ni, Cu, W, Mo, Ti (Остроумов, Петелин, 1961). По Черноморскому бассейну они выполнены главным образом в лаборатории геохимии осадочных пород Геологического института АН СССР, для Охотского моря — в Институте океанологии АН СССР (7 элементов) и в той же лаборатории Геологического института (4 элемента). Несмотря на ограниченность материала, его сравнительный анализ, а также привлечение данных по многочисленным пробам Арктического, Индийского, Атлантического и Тихого океанов позволяют вскрыть ряд чрезвычайно интересных и принципиально важных фактов.

В Охотском море можно видеть три схемы распределения элементов.

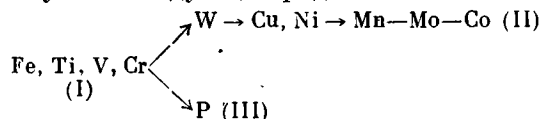
Первая проявляется у Fe, Ti, V, Cr. Максимальные содержания этих элементов сосредотачиваются в прибрежных зонах моря, к центру же бассейна концентрации их убывают и в наиболее удаленных частях пелагиали достигают минимума (фиг. 39). Ширина и конфигурация прибрежных максимальных полос, равно как и размеры минимального пелагического ареала, варьируют от одного элемента к другому, и потому четкость принципиальной схемы неодинакова у разных элементов; она больше у Fe и Ti, почти точно повторяющих друг друга, и меньше у V и Cr. Однако, несмотря на наличие индивидуальных черт у каждого элемента, общая принципиальная схема распределения их все же проступает достаточно ясно.

Иначе распределены W, Cu, Ni, Mn, Mo, Co. Их минимальные содержания, кроме W, локализованы в прибрежной зоне, по мере же перемещения в пелагическую область количества увеличиваются, и в пелагиали отчетливо обозначаются два крупных максимума; один из них отвечает в общем котловине Дерюгина (между Сахалинским и Камчатским побережьем), второй — Южно-Охотской котловине, расположенной непосредственно севернее Курильской гряды. В этой группе конкретные очертания и локализация минимальных и максимальных содержаний также несколько варьируют, и потому в элементной шестерке можно различить три подгруппы. Первую образует W, у которого, кроме пелагического максимума, наблюдаются еще и прибрежные, и распределение имеет черты перехода от схемы I к схеме II (фиг. 40). Ко второй подгруппе относятся Cu и Ni, распределение которых сходно и следует уже строго схеме II, но прибрежные зоны минимумов еще не очень широки, а самые малые градации в ней представлены слабо (фиг. 41).

Третья подгруппа — Mn — Mo — Co — отличается широким развитием в прибрежной зоне самых низких содержаний каждого элемента (фиг. 42, 43). Если считать, что сдвиг максимумов из прибрежной зоны в пелагиаль указывает на большую геохимическую подвижность элемента, то вся вторая группа, взятая в целом, должна быть признана более подвижной, чем первая, а внутри второй группы Cu — Ni более подвижны, чем W, а Mn — Mo — Co более подвижны, чем Cu — Ni.

Своеобразно распределен фосфор: для него характерно однообразие содержаний на подавляющей части площади моря с двумя крупными участками повышенных значений — вдоль северного побережья и вдоль камчатского.

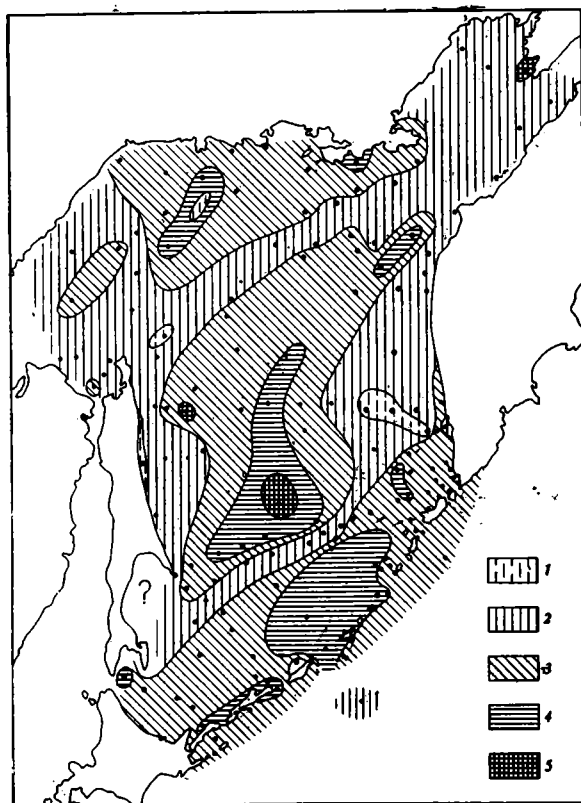
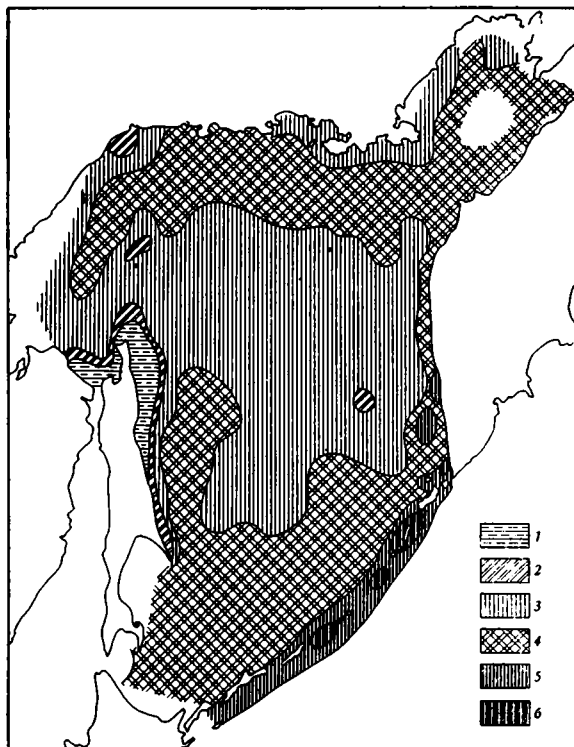
Суммируя, получаем следующие ряды элементов:



Переход от первого ряда ко второму и от W к подгруппе Mn — Mo — Co, а также от первого ряда к третьему (P) означает усиление геохимической подвижности элемента.

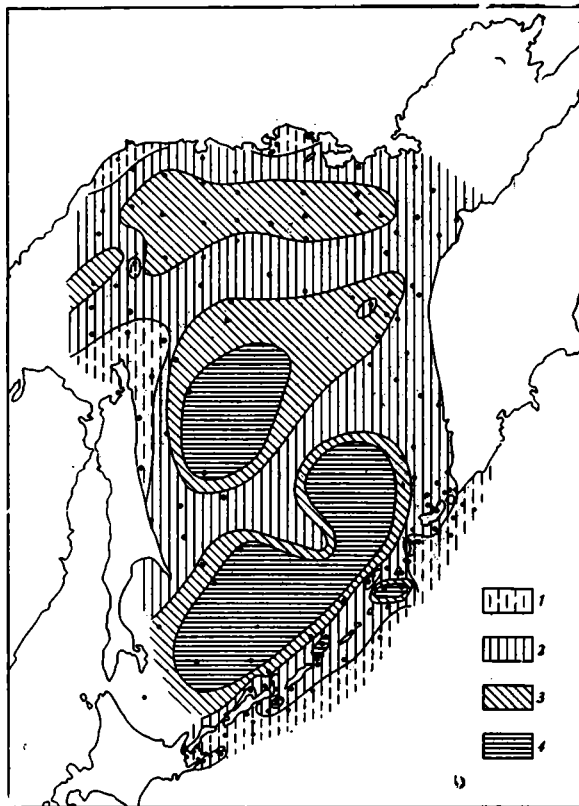
Фиг. 39. Распределение железа (в %) в осадках Охотского моря (по Э. А. Остроумову, 1955)

1 — < 1; 2 — 1—2; 3 — 2—3; 4 — 3—5; 5 — 5—7; 6 — > 7



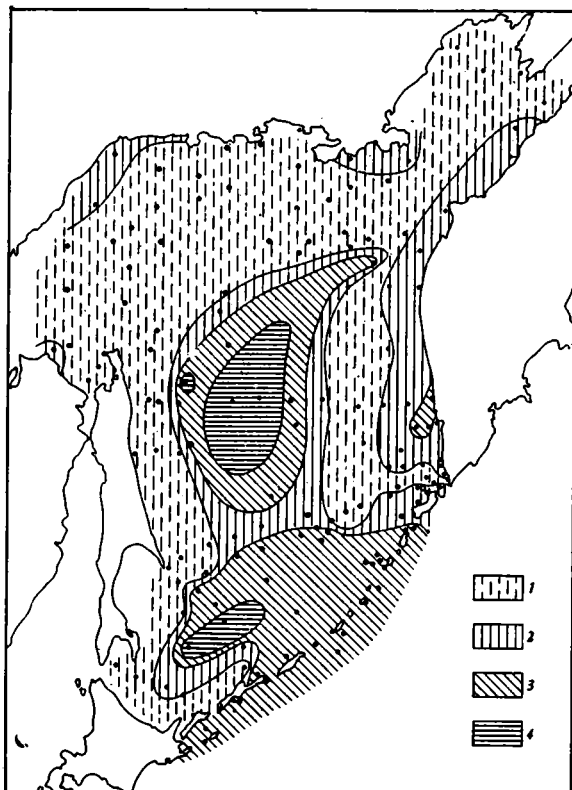
Фиг. 40. Распределение WO_3 (в $10^{-3}\%$) в осадках Охотского моря (по данным А. Б. Исаевой)

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



Фиг. 41. Распределение никеля (в $10^{-4}\%$) в осадках Охотского моря

1 — < 15 ; 2 — 15—30; 3—30—45; 4 — > 45

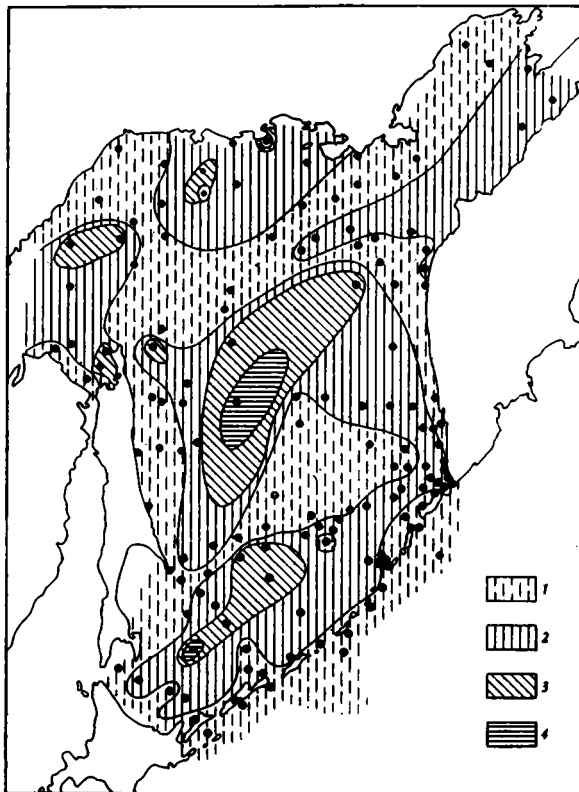


Фиг. 42. Распределение марганца (в %) в осадках Охотского моря (по Э. А. Остроумову, 1955)

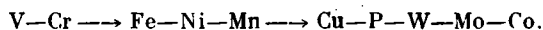
1 — $< 0,05$; 2 — 0,05—0,1; 3 — 0,10—1,0; 4 — $> 1,0$

Фиг. 43. Распределение MoO_3
(в $10^{-4}\%$) в осадках Охотского
моря (по А. Б. Исаевой)

1 — < 1,0; 2 — 1—3; 3 — 3—9;
4 — > 9,0



В Черном море первая схема локализации элементов отсутствует и все они распределяются по второй схеме. В прибрежье обозначается ясно выраженная зона минимумов, к центру моря содержания всех элементов возрастают, и в пелагиали образуются обычно два максимума; один располагается в центре восточной половины бассейна, другой — в центре западной. В обоих случаях они отвечают срединной (центральной) части халистаз (фиг. 44, 45, 46). Отклонения отмечаются лишь у V и Cr, у которых широкий пелагический максимум делится на две части широтной узкой лентой пониженных содержаний. По степени выраженности прибрежных минимумов и пелагических максимумов элементы отчетливо разбиваются на три подгруппы:



Чрезвычайно интересные соотношения выявляются при сравнении содержаний элементов в мелководных и пелагических илах морей и океанов. Под мелководными илами понимаются здесь илы нижней части шельфа и континентальной ступени морей и океанов, под пелагическими — отложения их дна. Такого рода сопоставление было впервые сделано Веедпелем (Wedepohl, 1960) для Атлантического и Тихого океанов. Нами (Страхов, 1965б) эта работа продолжена и дополнена данными по Черному, Охотскому морям и Арктическому бассейну.

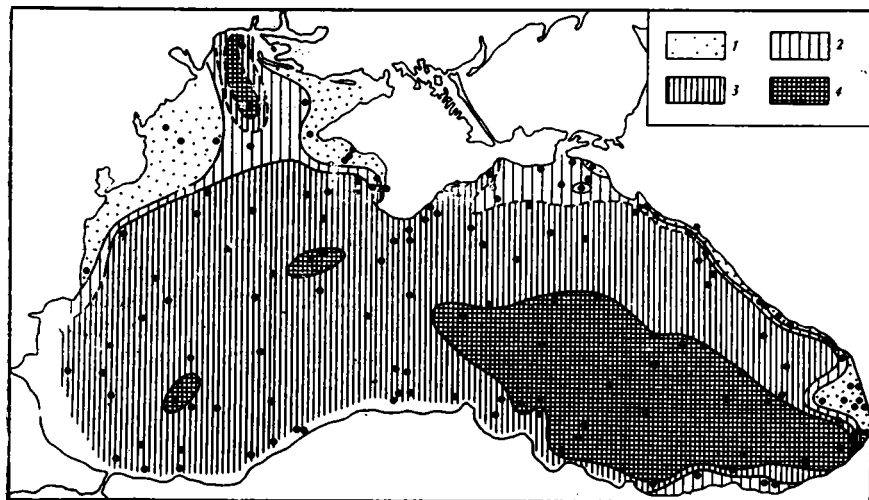
Такие геохимически инертные и очень мало подвижные элементы, как Ti, Cr, V, Ga находятся как в мелководных, так и в пелагических илах всех водоемов практически в одних и тех же содержаниях, т. е. не показывают обогащения в пелагических зонах (табл. 53). Геохимически несколько более подвижное железо обнаруживает некоторый прирост содержаний в

Содержания элементов в пелагических илах

Бассейн	Fe	Mn	Ni	Co	Cu	Mo
	%					
Охотское море	3,28—3,19	0,168—0,677	34—45	5,6—6,0	35—50	1,36—1,7
Черное море	4,42—4,50	0,070—0,080	84—91	15—39	36—56	—
Мелководные илы в целом (по Ведеполю)	4,89	0,085	53	13	48	1
Арктический бассейн	5,12	0,26	75	45	50	10
Атлантический океан	5,74	0,40	140	38	130	9
Тихий океан	5,67	0,67	300	110	400	46

пелагических илах Арктического бассейна и далее в Атлантическом и Тихом океанах, поднимаясь с 4,89% в среднем в мелководных илах до 5,67% в тихоокеанских пелагических отложениях. Непрерывный рост содержаний демонстрируют еще более геохимически подвижные элементы: Mn (0,085—0,67%), Co ($13-110 \times 10^{-4}\%$), Ni ($53-300 \times 10^{-4}\%$), Cu ($48-400 \times 10^{-4}\%$), Zn ($95-200 \times 10^{-4}\%$), Mo ($1-46 \times 10^{-4}\%$), Pb ($20-110 \times 10^{-4}\%$). Кроме непрерывного нарастания содержаний перечисленных элементов, Тихий океан отличается расширенным набором элементов, показывающих обогащение. В нем усиленно концентрируются Sc (повышаясь от 5 до $25 \times 10^{-4}\%$), Ba (от 700 до $4000 \times 10^{-4}\%$), La (от 92 до $150 \times 10^{-4}\%$), Y (от 27 до $150 \times 10^{-4}\%$) (El-Wakeel, Riley, 1961).

Эти соотношения имеют большое принципиальное значение. Они показывают, что содержания в пелагических илах Fe, Mn, P, Cu, Ni, Co, Mo, W и некоторых других, более подвижных малых элементов находятся в прямой зависимости от площадных размеров водоемов. Чем больше аква-



Фиг. 44. Распределение железа (в %) в осадках Черного моря
1 — <3; 2 — 3—4; 3 — 4—5; 4 — > 5

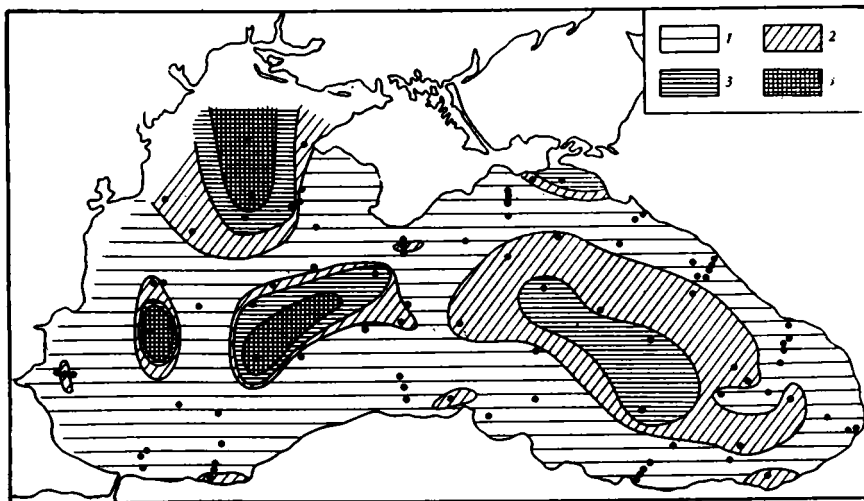
современных морских водоемов

10 ⁻⁴ %	Pb	Zn	Ba	Y	La	Sc	Площадь, тыс. км ²		B : L	Число действующих вулканов
							водоема (L)	водосбора (B)		
—	—	—	—	—	—	—	1583	2178,7	1,37	30
—	—	—	—	—	—	—	500	1864	3,7	Нет
20	95	750	27	92	5	—	—	—	—	—
18	243 (?)	700	210 (?)	10	—	13 100	12 003	0,92	—	Нет
45	130	700	29	98	13	93 363	28 002	0,30	—	Вместе с Индийским океаном 97
110	200	4000	150	150	25	179 679	6925	0,04	—	339+14

тории бассейнов, тем интенсивнее концентрируются в их пелагических илах названные элементы, особенно наиболее подвижные из них. Эта связь до сих пор не была осознана во всей полноте и не была сформулирована в такой форме, в какой дается сейчас, хотя Ведеполем (1960) и позже Н. М. Страховым (19656) были сделаны первые шаги в этом направлении. В настоящее время наличие указанной связи в качестве чисто эмпирически установленного факта стало совершенно очевидным, а сама эта закономерность должна быть отнесена к числу наиболее фундаментальных среди других, касающихся распределения элементов в отложениях гумидных зон.

Нельзя не обратить внимания еще на два существенных обстоятельства.

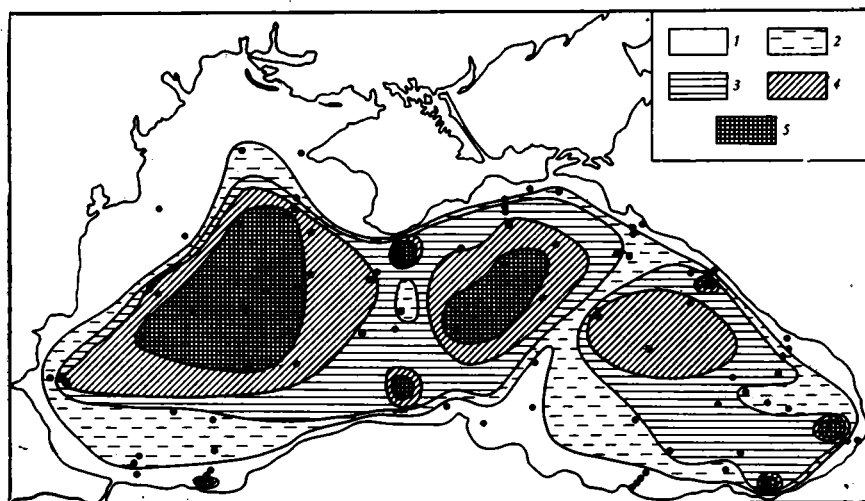
В пелагических илах конечных членов ряда — Атлантическом, Индийском, Тихом океанах — концентрации Mn, Ni, Co, Cu, Mo и некоторых других элементов достигают настолько значительных величин, что их с полным правом можно рассматривать в качестве зачаточно-рудных. Мож-



Фиг. 45. Распределение WO_3 (в $10^{-3}\%$) в осадках Черного моря (по И. И. Волкову и М. Ф. Пилипчуку, 1966а)

1 — < 10; 2—10—20; 3—20—30; 4 — > 30

но сказать поэтому, что с увеличением размеров бассейнов обычные кларковые содержания в пелагических илах Mn, Ni, Co, Cu, Mo, Pb, Zn, постепенно возрастая, переступают кларковый рубеж и превращаются в эмбриональные рудные концентрации, что имеет большое принципиальное значение. Во-вторых, высокие содержания перечисленных микроэлементов характеризуют не только поверхностные слои пелагических океанских отложений, но и более глубокие, если, конечно, сохраняется петрографическая однородность осадка. Это чрезвычайно важное обстоятельство наглядно показано в работе Ландергрена (Landergren, 1964), подробно проанализировавшего колонки пелагических отложений Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Длина некоторых колонок достигала 10—14 м.

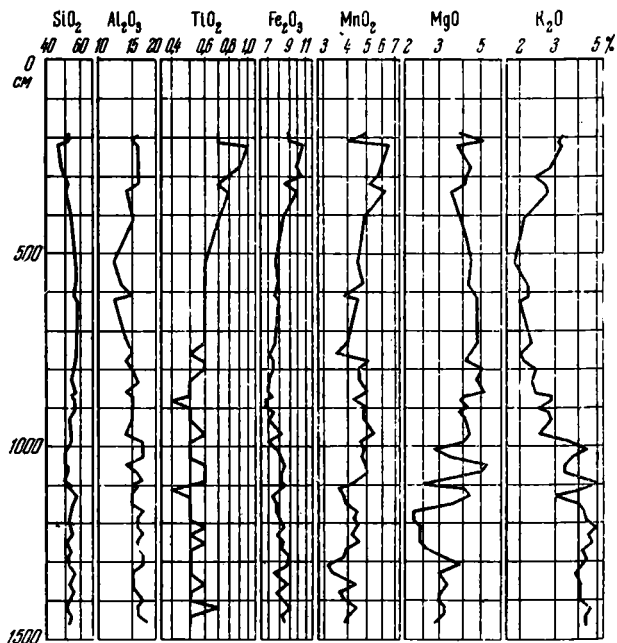


Фиг. 46. Распределение MoO_3 (в $10^{-4}\%$) в осадках Черного моря (по И. И. Волкову и М. Ф. Пилипчуку, 1966б)

1 — < 10; 2 — 10—30; 3—30—50; 4—50—80; 5 — > 80

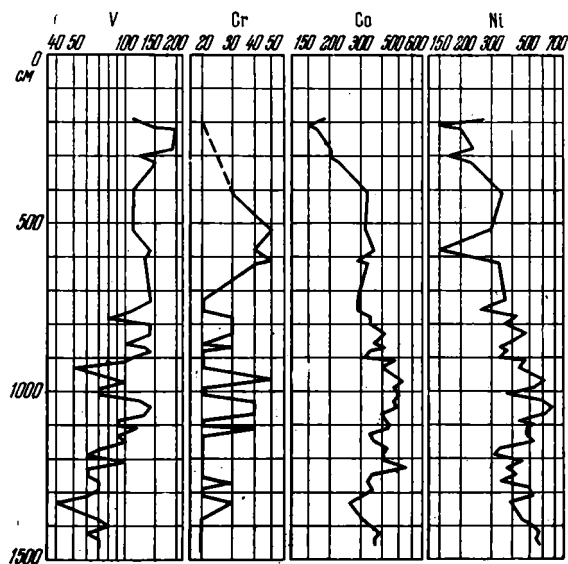
На фигурах 47 и 48 воспроизведено распределение макро- и микроэлементов на двух наиболее длинных колонках станций 72 и 73 в Тихом океане. Содержания Fe, Mn, V, Cr, Co, Ni, Ti при перемещении вниз по колонке то слегка увеличиваются, то падают, колеблясь в обе стороны от некоторого достаточно высокого уровня. Средние величины, полученные по разным колонкам, показаны в табл. 54; они достаточно согласуются с данными табл. 53, особенно, если учесть поправки на карбонатность разрезов в Атлантическом океане.

При средней скорости седиментации в Тихом океане 1 мм в 1000 лет (Баранов, Христианова, 1965) длина колонки 14 м дает длительность осадкообразования в 14×10^6 лет, т. е. далеко уходящую в третичный период. Поэтому мы можем с достаточным основанием считать, что та обогащенность Fe и Mn и некоторыми микроэлементами, которая констатируется в пелагических илах океанов сейчас, есть явление весьма древнее, установившееся достаточно давно и, вероятно, существовавшее во всей послерифейской истории Земли. Иначе говоря, за весь пятисотмиллионный отрезок пострифейской истории Земли пелагическая зона океанов, особенно Тихого, была местом, в котором перманентно существовал, то усиливаясь, то ослабевающая, зачаточный марганцеворудный процесс, сопровождавшийся на-



Фиг. 47. Распределение элементов в колонке ст. 72 Тихого океана (по Ландергрену, 1964)

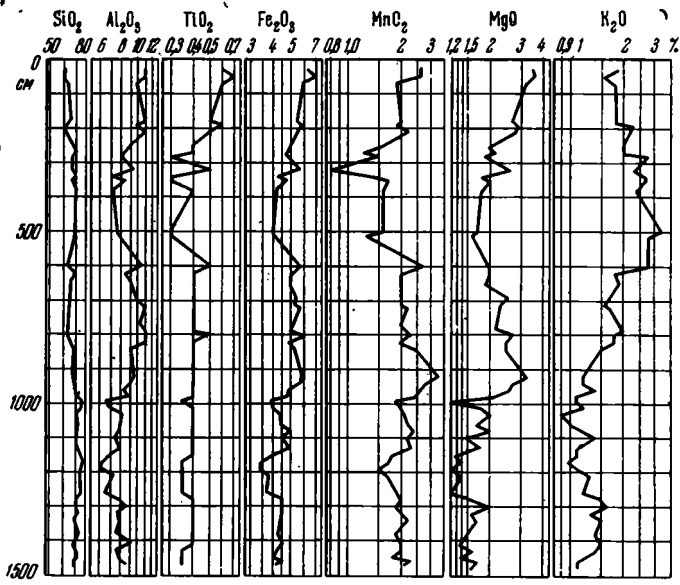
а — SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO_2 , MgO , K_2O (в %);
 б — V, Cr, Co, Ni (в 10⁻⁴%)



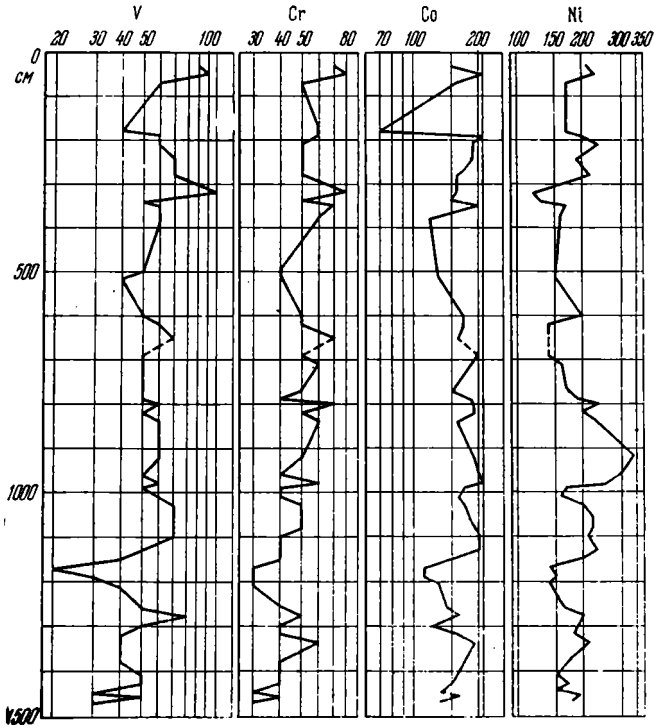
б

коплением ряда микроэлементов. В этом специфика седиментации пелагических областей океанов, особенно Тихого, как наиболее древнего из них, сравнительно с гораздо меньшими по размерам акваториями эпиконтинентальных и геосинклинальных бассейнов геологического прошлого, локализованными на сиалическом субстрате.

Каким же образом размеры водоема — этот чисто физический фактор — влияют на накопление элементов в пелагических осадках и формируют их геохимический облик?



a



b

Фиг. 48. Распределение элементов в колонке ст. 73 Тихого океана (по Ландергрену, 1963)

Условные обозначения те же, что и на фиг. 47

Распределение элементов семейства железа в пелагических осадках океанов
(по Landergren, 1964)

Местоположение и № станции	Fe	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni	Число анализи- рованных проб	Длина колонки, м
	%			10 ⁻⁴ %					
Тихий океан									
69	7,8	2,53	0,36	170	47	260	330	27	5,66
70	7,55	2,53	0,53	140	62	330	350	20	3,92
71	5,53	2,53	0,33	93	30	330	340	45	9,91
72	5,67	2,84	0,32	100	25	360	410	49	14,61
73	3,43	1,26	0,23	56	40	160	190	52	14,72
77	5,32	1,26	0,42	90	79	200	400	74	13,91
85	2,52	0,53	1,80	68	53	58	130	33	10,21
Среднее	5,15	1,83	0,34	110	49	240	310		
Индийский океан									
137	5,32	0,107	0,42	88	76	24	57	30	4,41
149	5,46	0,544	0,43	74	68	48	150	17	10,61
Среднее	5,32	0,27	0,425	81	72	36	100		
Атлантический океан									
230	4,90	0,12	0,50	95	66	23	62	29	15,31
258	4,83	0,07	0,52	120	58	25	45	37	10,51
263	5,32	0,335	0,46	130	69	32	70	36	10,21
Среднее	5,02	0,18	0,49	120	64	27	59		

Примечание. Пониженные содержания Co и Ni в илах Атлантического океана обусловлены наличием карбонатных прослоев, в которых CaCO₃ разбавляет содержания этих элементов; пересчета на бескарбонатное вещество сделано не было.

2. О механизме усиленного концентрирования многих элементов в пелагических отложениях крупных морей и океанов

Чтобы понять механизм такого накопления, необходимо напомнить две, впервые отмеченные мной еще в 1954 г., основные закономерности, которые управляют размещением масс осадочного материала внутри водоемов (Страхов, Бродская и др., 1954).

1. Средняя скорость накопления осадка в конечном водоеме стока в общем обратно пропорциональна площади его акватории.

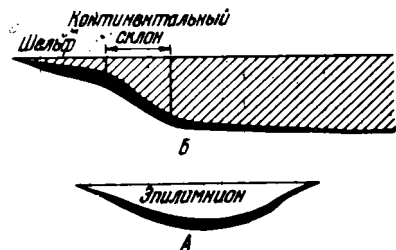
Это соотношение не имеет строгого математического характера, но как общая тенденция все же выступает отчетливо. Оно является следствием того, что в ряду от самых малых к самым крупным водоемам рост площади акватории (L), как правило, резко опережает рост площади водосборов (B), и поэтому величина $B : L$ резко падает.

При разном рельефе и петрографическом составе водосборов положительное влияние $B : L$ на среднюю скорость бассейновой седиментации прояв-

ляется то более резко, то ослабленно, но общей обратной связи средней скорости седиментации с размерами бассейна эти факторы не нарушают.

2. Конкретная картина распределения скоростей осадконакопления внутри водоема закономерно изменяется по мере увеличения его размеров.

В небольших озерных (и морских) бассейнах в прибрежной зоне в годичном цикле отлагается минимальное количество осадков, в центральной же — максимальное (фиг. 49). Это и естественно. Ведь в материале, вносимом реками в водоем, песчаной и крупноалевритовой фракции, отлагающейся на мелководье, мало, а мелкоалевритовой и глинистой — очень



Фиг. 49. Схема распределения мощностей (абсолютных масс) в осадке на поперечных профилях через водоемы разных размеров

А — озерные водоемы (мелкие); Б — крупные моря и океаны

много. По законам механической седиментации эти тонкие фракции загромождаются в более глубокие центральные части бассейна, на участки, лежащие ниже зоны взмучивания, свойственной каждому данному водоему. При малых размерах бассейна масса тонкозернистых частиц, попадающих в его центральную котловину, достаточна для формирования здесь значительного ежегодного слоя осадка — большего, чем в прибрежной зоне. Так возникает схема распределения скоростей осадконакопления, характерная для малых водоемов. Она наблюдается в настоящее время в озерах; именно такой тип размещения скоростей осадконакопления обнаружили буровые профили через шведские и карельские озера. Он же, по-видимому, свойствен распределению мощностей осадка в озерах Байкал, Балхаш, Боденском и других относительно небольших водоемах.

При возрастании размеров бассейнов картина существенно изменяется. В морях непосредственно у береговой линии, в зоне песков и крупных алевритов отлагаются минимальные мощности ежегодно накапливающегося осадка; нередко здесь обозначаются ограниченные полосы полного отсутствия осадконакопления. Мористее, на нижней половине шельфа и континентальном склоне мощности осадков, возникших в годичном цикле, возрастают, но потом — в собственно пелагической зоне — вновь падают, и обозначается второй, более или менее резко выраженный пелагический минимум. В пелагиали Черного моря скорость накопления колеблется от 5 до 3 см за 1000 лет, тогда как на шельфе и склоне — 20—30 см за то же время. В пелагической зоне Арктического бассейна средняя скорость накопления осадков в котловине составляет (по разным методам) 1,28—1,60 см в 1000 лет; у подножия же материков, очевидно, вблизи шельфо-склонового максимума, — 4,80—4,89 см (Белов, Лапина, 1961). В Атлантическом океане в пелагиали скорость падает до 0,86—1,20 см в 1000 лет, тогда как в синей глине подножия континентов она достигает 1,78 см. Наконец, в Тихом океане скорости осадконакопления понижаются до 0,1—0,05 см за тот же период т. е. до величин исчезающе малых. Влияние размеров бассейна на скорость осадконакопления в их пелагической зоне приведенными цифрами демонстрируется достаточно наглядно.

Что касается механизма увеличения концентрации Fe, Mn, P, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, W, Mo и других элементов в пелагических илах крупных морей и океанов, то он представляется таким.

Известно, что при механическом разносе речной взвеси в водоеме самые тонкие ее частицы — субколлоидные и коллоидные, наиболее богатые на-

званными элементами, заносятся в самые отдаленные от берега и глубокие части бассейна. Поэтому пелагические илы вообще всех водоемов по своей природе не могут не быть обогащены Fe, Mn, Co, Ni и прочими элементами по сравнению с прибрежными, более грубозернистыми. При этом, чем больше акватория бассейна и чем длительнее перенос взвешенных частиц, тем больше возможностей для тонкого фракционирования взвесей и поступления в пелагическую зону наиболее тонких их компонентов и тем отчетливее обогащение пелагических илов указанными выше элементами. При таком механизме пелагические илы Арктического бассейна, естественно, оказываются богаче Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Mo, P по сравнению с илами черноморскими и охотоморскими; илы Атлантики богаче, чем илы Арктического океана, а илы Тихого океана максимально обогащены этими элементами по сравнению с пелагическими осадками всех других бассейнов. В Тихом океане, кроме того, максимально выраженная дифференциация тонкодисперсной фракции влечет за собой дополнительное накопление в пелагических илах даже некоторых мало геохимически подвижных микроэлементов (Ba, Y, Sc, La). Таким образом, в основе прогрессирующего обогащения пелагических илов рядом химических элементов — явления чисто химического — лежит прежде всего механическая дифференциация, т. е. фракционирование взвесей, поступающих с суши в бассейны, — процесс чисто физический.

Его действие усиливается другим принципиально отличным процессом. По физико-химическим расчетам Голдберга и Краускопфа (Goldberg, 1954; Krauskopf, 1956), минеральные соединения малых элементов находятся в речной и морской воде в состоянии насыщенных растворов, что «разрешает» миграцию их в самые отдаленные участки самых крупных водоемов. В то же время Fe, Mn, а также ряд малых элементов находятся в форме элементоорганических соединений, которые частью заносятся в бассейны с водосборов, частью возникают в самом водоеме за счет гидролиза отмерших организмов планктона. Все эти органоминеральные соединения рано или поздно в щелочной морской воде подвергаются гидролизу, освобождая Fe^{3+} и Mn^{4+} , которые, коагулируя, сорбируют на своих мельчайших частицах микроэлементы Co, Ni, Cu, Mo и др. Поскольку гелевые частицы $Fe(OH)_3$ и $Mn(OH)_4$ отличаются ничтожнейшими размерами (что предопределяется очень малыми содержаниями Fe и Mn в морской воде), они заносятся движениями воды в самые отдаленные участки водоемов, садятся здесь и дополнительно обогащают пелагические илы рядом микроэлементов.

Так как растворенные микроэлементы в речном выносе количественно играют подчиненную роль сравнительно с их массой в составе взвесей, то дополнительные абсолютные массы Mn, Co, Ni, Cu и прочих малых элементов, попадающие в осадок вышеописанным сложным путем, относительно невелики. В водоемах малых размеров, где скорость образования осадков в пелагических зонах значительна, внос в них порций химически осажденных микроэлементов не оказывает заметного влияния на их содержания в илах. Но, поскольку по мере увеличения размеров бассейна скорость седиментации за счет взвесей в пелагической области все убывает, поступление химически осажденных порций Mn, Co, Ni, Mo и прочих элементов начинает здесь все отчетливее сказываться в составе илов, повышая в них содержания геохимически подвижных микроэлементов. Так резкое замедление седиментации в пелагических областях выступает в качестве заметного фактора обогащения пелагических илов океанов малыми элементами.

Таким образом, концентрирование в пелагических океанических илах Fe, Mn, P, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Mo, W и других элементов до стадии зачаточного рудного процесса есть неотвратимый результат самого механизма осадочного процесса и, в частности, наиболее благоприятных условий для фракционирования или осадочной дифференциации материала, поступающего в океаны с их водосборных площадей. Океанические бассейны

Породы	Fe	Mn	Ti	V	Cr
	%				
Средние породы (по А. П. Виноградову, 1962)	5,85	0,12	0,8	100	50
Отложения Атлантического океана	5,74	0,40	0,51	140	86
Отложения Тихого океана	5,67	0,67	0,46	130	78
Основные породы (по А. П. Виноградову, 1962)	8,56	0,2	0,9	200	200

в такой трактовке являются лишь конечным звеном в цепи морских водоемов со все возрастающими площадными размерами акватории и со все более улучшающимися условиями в них фракционирования поступающего с водосборов экзогенного вещества.

Существует, однако, и другая точка зрения, установившаяся еще со времен экспедиции «Челленджера» (1872—1876 гг.). Обогащение пелагических илов океанов приписывается действию вулканизма, в частности пирокластическому материалу (Murrey, Renard, 1891), либо эксгальциям и гидротермам (Gümbel, 1878; Wedepohl, 1960). В этом усматривается специфика океанов как областей седиментации, выделяющая их в особую категорию бассейнов по сравнению с внутриконтинентальными и краевыми. Рассмотренная, насколько оправдана эта концепция.

3. О возможной роли вулканизма в накоплении элементов в пелагических осадках океанов

В табл. 55 сопоставлены содержания Fe, Mn, P и ряда микроэлементов, с одной стороны, в андезитах и базальтах, которые абсолютно господствуют в современном океаническом вулканизме, и, с другой — средние содержания тех же элементов в пелагических илах Атлантического и Тихого океанов.

Как видим, различия достаточно резкие. По сравнению с андезитами океанические илы резко обогащены Mn, Co, Ni, Cu, Ba, Pb, Zn, Sc, Mo; зато в них существенно меньше Ti, Sr, Zr. По сравнению же с основными породами пелагические илы существенно обеднены Fe, Ti, V, Cr, Sr, Zr, но обогащены всеми другими: Mn, Co, Ni, Cu, Ba, Pb, Zn, Y, La, Mo.

Эти различия особенно сильны, если брать илы Тихого океана. Совершенно очевидно, что илы Атлантического и Тихого океанов нельзя представлять себе в качестве коллоидного продукта разложения *in situ* пеплового базальтового или андезитового материала, как это полагали 75 лет назад Меррей и Ренар (Murray, Renard, 1891). Геохимические сопоставления в корне противоречат такой концепции.

Нужно сказать, что состав и распределение глинистых минералов в отложениях всех океанов также не укладываются в схему Меррея и Ренара. Отчетливые изменения состава глинистых минералов по широтам, наличие больших масс каолинита в низких широтах и почти полное отсутствие его в высоких (фиг. 50), приуроченность гиббсита только к тропической зоне (фиг. 51), яркое тяготение гидрослюд и особенно хлоритов к высоким широтам (фиг. 52), наконец, отчетливое соответствие минералогической зональности океанов климатической зональности кор выветривания на континентах — все эти характернейшие черты распределения глинистых минералов в океанических илах, выявленные в недавней работе М. А. Ра-

Тихого океанов с содержанием их в средних и основных породах

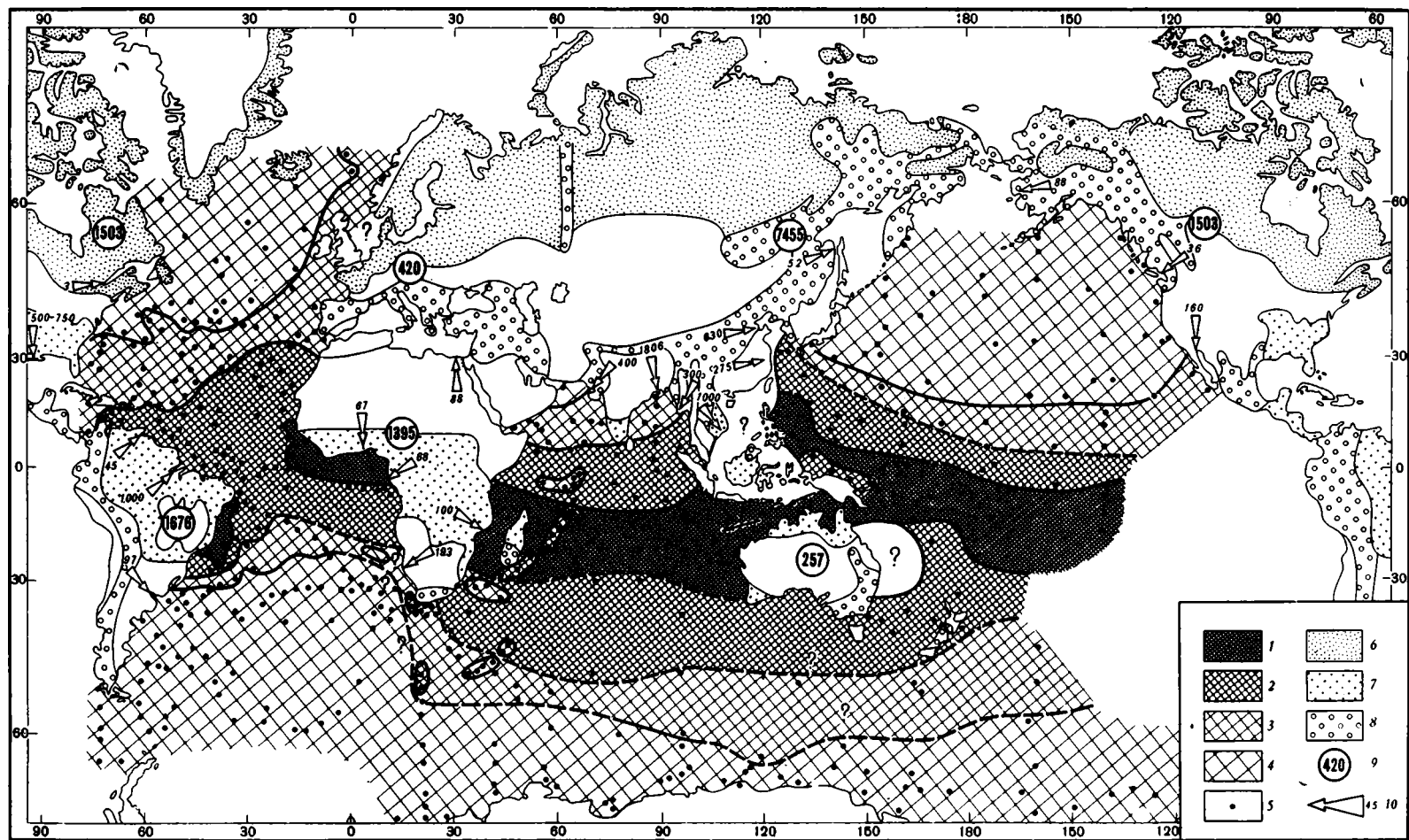
Co	Ni	Cu	Ba	Sr	Pb	Zn	Sc	Y	La	Zr	Mo	G
10 ⁻⁴ %												
10	55	35	650	800	15	72	2,5	?	?	260	0,9	20
38	140	130	700	120	45	130	13	29	98	130	9	21
110	300	400	4000	200	110	200	25	150	150	160	46	19
45	160	200	300	440	8	130	24	20	27	200	1,4	18

теева, З. Н. Горбуновой, А. П. Лисицына и Г. И. Носова (1966), с достоверностью указывают в основном и решающем на терригенное, а не вулканогенное происхождение океанических илов.

В связи с этим нельзя не обратить внимания на то, что в распределении элементов в океанических осадках также проступают черты климатической зональности и связи с терригенным питанием океанов осадочным материалом. Относящийся сюда материал пока невелик, но показателен.

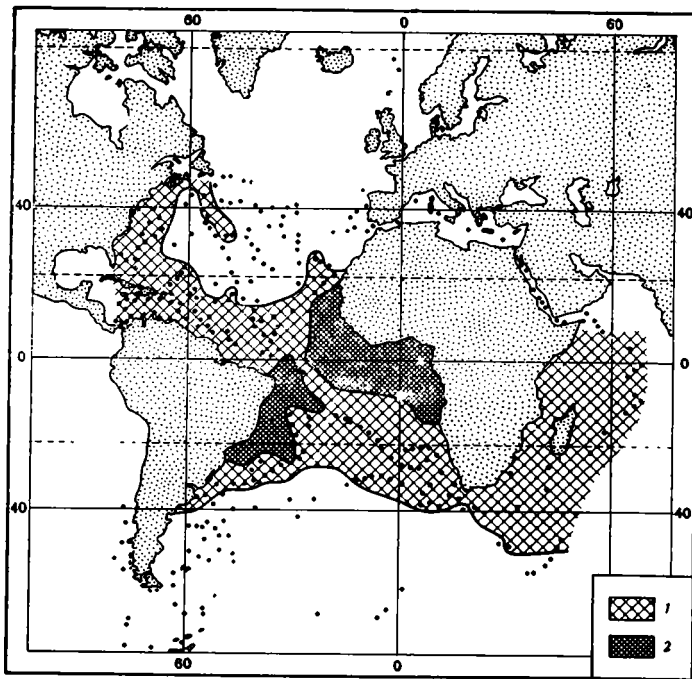
В самом деле, на карте распределения железа в осадках Тихого океана (фиг. 53), опубликованной недавно Н. С. Скорняковой (1964), весьма отчетливо можно видеть, что: а) наиболее богаты железом (в % на бескарбонатное и бескремнистое вещество) осадки низких широт (от 35° с. ш. до 45° ю. ш.); севернее и южнее содержания железа убывают; б) в пределах этой крупной широтной зоны выделяются две также широтно расположенные полосы с содержанием Fe 5—7% и выше. Ни общее тяготение высоких содержаний железа к низким теплым широтам, ни расположение их здесь протяженными широтными полосами не могут быть объяснены действием вулканических процессов, в частности, распределением пирокластического материала. Но они хорошо согласуются с чисто экзогенными процессами. Напомним, что химическое выветривание достигает максимальной силы именно в низких широтах — в тропической и субтропической влажных зонах. Здесь в океан выносятся максимальные количества всех растворенных веществ, в том числе и железа; естественно, что и процентные содержания его здесь возрастают. Что касается северной и южной субтропических полос максимальных содержаний железа, то из сравнения их с картой поверхностных течений Тихого океана явствует, что северная полоса отвечает огромной халистазе северного полушария, южная же и более крупная полоса — аналогичной еще более крупной халистазе южного полушария.

На карте распределения марганца (фиг. 54) также отчетливо видна приуроченность максимальных содержаний к низким широтам (от 18° с. ш. до 45° ю. ш.). И в данном случае выделяются две широтные полосы, разделенные промежуточным минимумом, но менее резко выраженным и несколько смещенным относительно аналогичных полос железа. При этом северная марганцевая полоса несколько уже аналогичной полосы у железа. Однако эти отличия — в значительной мере кажущиеся. Они объясняются, вероятно, несогласованностью систем градаций содержаний элементов, принятых при построении карт: у Fe шесть градаций, у Mn — пять. Если же применить одинаковые системы градаций, то северная широтная полоса несколько расширится в северном направлении, и ее сходство с соответствующей полосой у железа возрастет. Связь основных черт распределения Mn с деятельностью тех же поверхностных агентов, контролировавших распределение железа, неоспорима. Напомним, что прибрежные пятна повышенных содержаний Mn, лежащие между береговой линией и внешней границей



Фиг. 50. Распределение каолинита (% от суммы глинистых минералов) в осадках Мирового океана (по М. А. Ратееву и др., 1966)

Содержание каолинита (в %): 1 — 60—40; 2 — 40—20; 3 — 20—10; 4 — < 10; 5 — станции. Зоны выветривания: 6 — умеренно влажного климата; 7 — тропического влажного климата; 8 — тектонически активных территорий без образования кор выветривания; 9 — суммарный твердый сток с континентов (в млн. т); 10 — направление поступления материала с суши (в млн. т.)

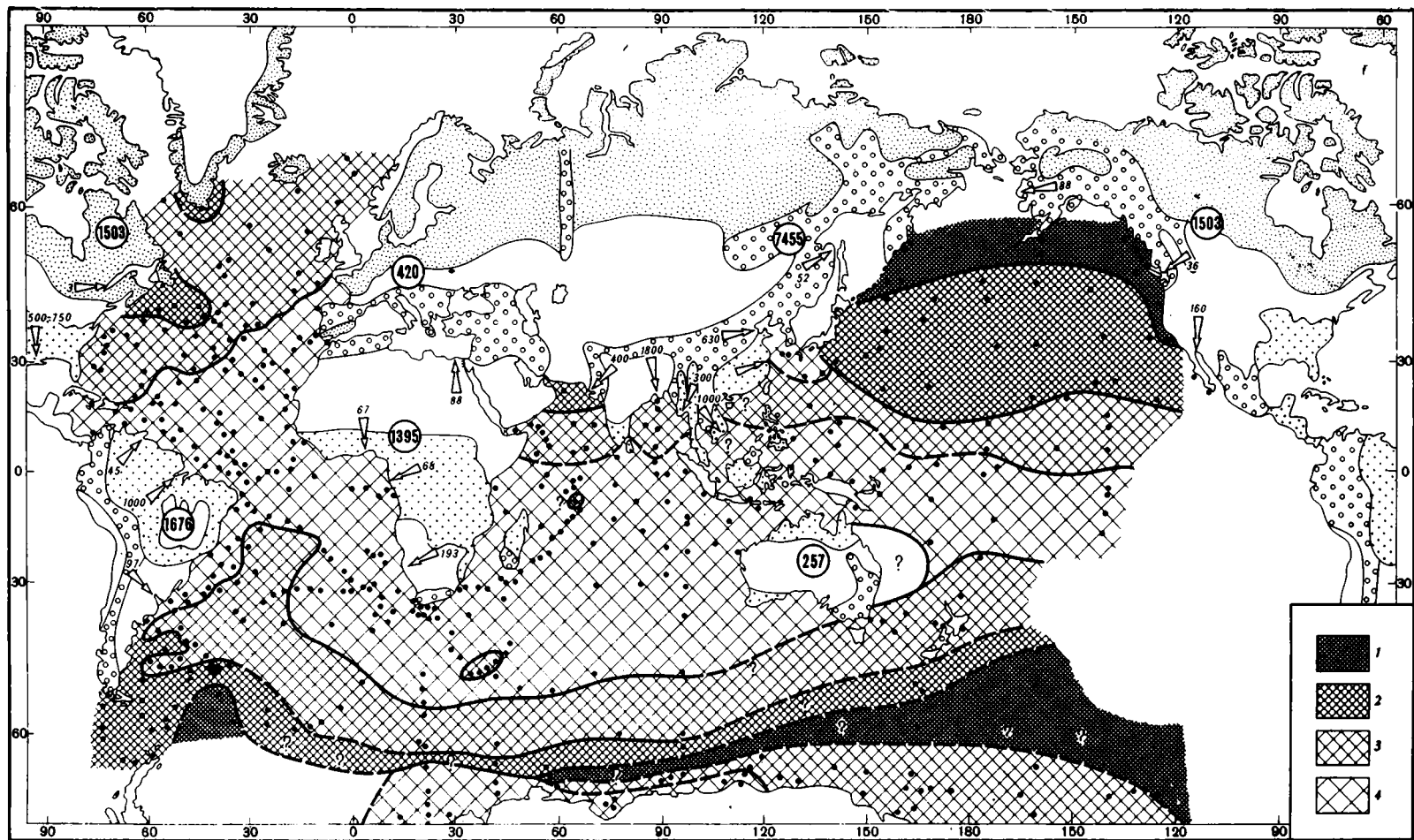


Фиг. 51. Распределение гиббсита в осадках Мирового океана
(по М. А. Ратееву и др., 1966)
1 — область распространения гиббсита; 2 — участки максимального
содержания гиббсита

высокого залегания восстановительной зоны в илах, обусловлены здесь, по правильному заключению Н. С. Скорняковой, диагенетическим подтягиванием марганца из восстановительной зоны в окислительную. Механизм этого процесса достаточно рассмотрен в предыдущей главе.

Чрезвычайно ярким примером связи распределения элементов в океанических илах с действием поверхностных агентов является распределение железа в бескарбонатном веществе осадков экваториальной части Атлантического океана (фиг. 55). Сравнение этой карты с картой течений соответствующего участка океана показывает отчетливое совпадение распределения железа с направлением северо-западного экваториального течения, идущего от Африки к Мексиканскому заливу.

Таким образом, распределение Fe и Mn в Тихом океане, а также Fe в экваториальной части Атлантического океана необъяснимо с точки зрения разноса пирокластического материала в этих океанах и решающего его влияния на геохимию океанических отложений. Пирокластический материал, несомненно, воздействует на их геохимию, но он определяет не главные ее черты, а детали. Такой деталью является, например, высокое содержание железа в песчано-алевритовых отложениях, окаймляющих многие вулканические острова Тихого и других океанов. Зона обогащенных железом песков, по Н. С. Скорняковой, «протягивается от Алеутских островов на севере почти до Новой Зеландии на юге. Содержание железа здесь почти повсеместно колеблется в пределах 5—7% и более 7%. Железо вулканогенного происхождения обнаружено также в осадках приостровных районов центральной части Тихого океана (Гавайские острова, о. Пасхи, острова Туамоту и др.)» (Скорнякова, 1964, стр. 15). За пределами же узкой зоны, прилегающей к вулканическим островам, влияние пирокластики перестает сказываться, и содержания железа (и других элементов) в пелагических илах контролируются уже внесенным с суши материалом, распределенным



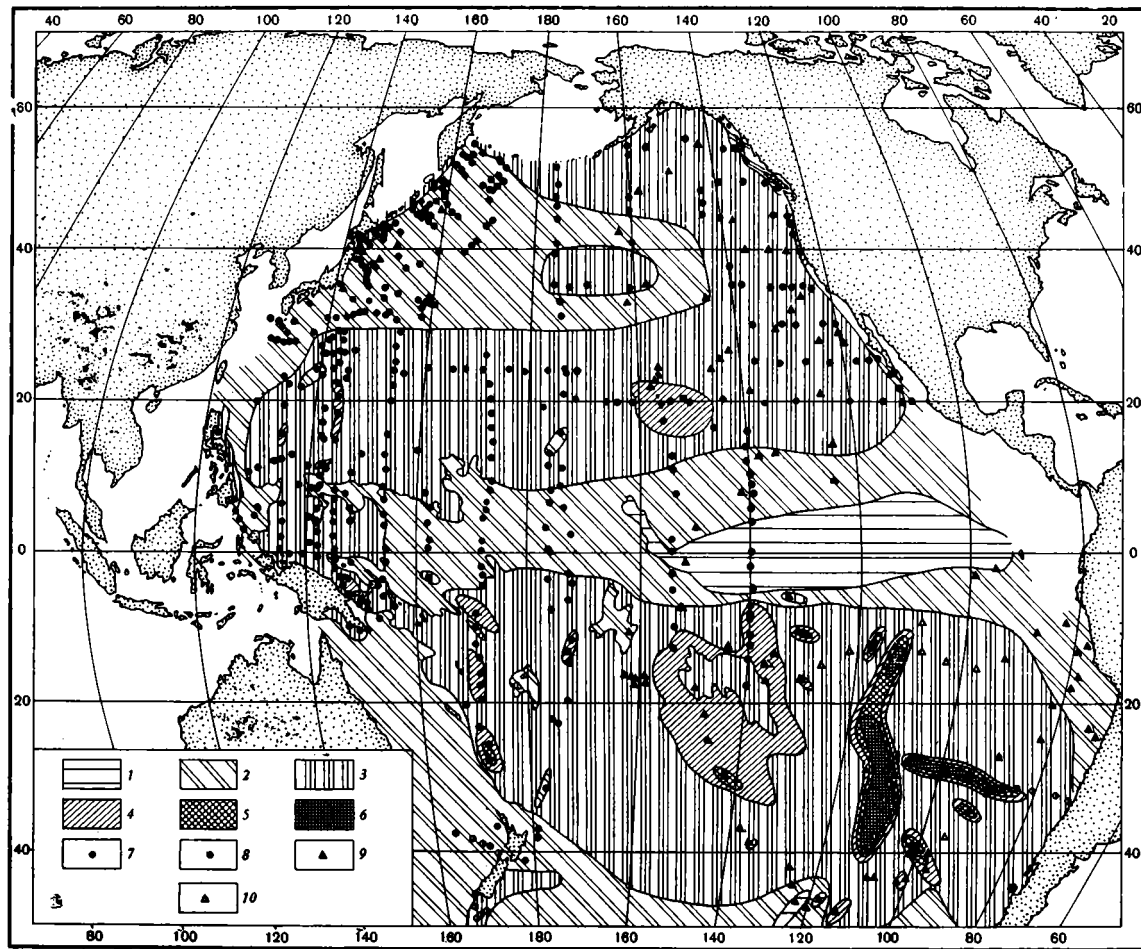
Фиг. 52. Распределение хлорита (% от суммы глинистых минералов) в осадках Мирового океана (по М. А. Ратееву и др., 1966)

Условные обозначения те же, что на фиг. 50

Содержание хлорита (%): 1 — > 30; 2 — 30—20; 3 — 20—10; 4 — < 10

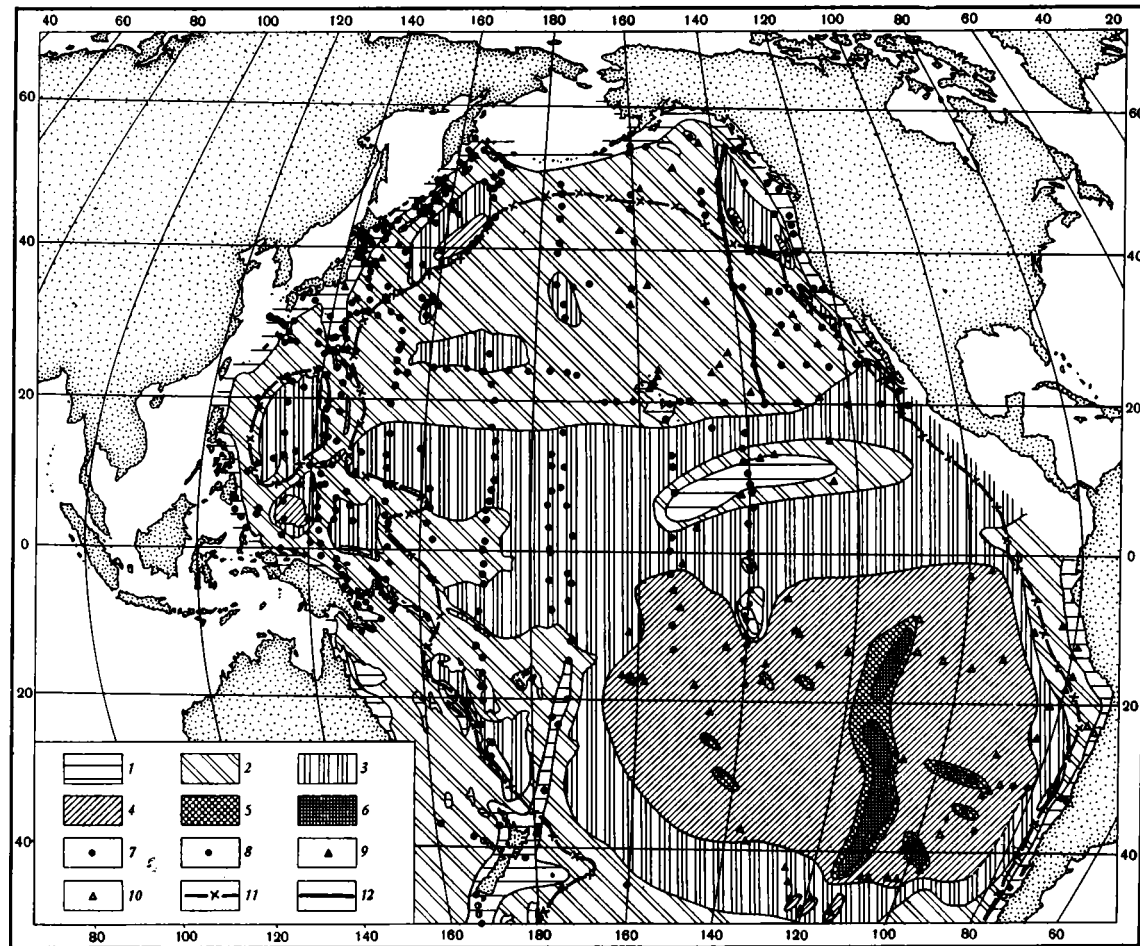
Фиг. 53. Распределение железа (в % на бескарбонатно-бескремнистое вещество) в осадках Тихого океана (по Н. С. Скоряковой, 1964)

1 — < 3; 2—3—5; 3—5—7; 4—7—10; 5—10—15; 6—15—20. Станции, для которых выполнены определения железа: 7 — э/с «Витязь»; 8 — э/с «Обь»; 9 — иностранных экспедиций; 10 — станции иностранных экспедиций, для которых определения железа не производились



Фиг. 54. Распределение марганца (в % на бескарбонатно-бескремнистое вещество) в осадках Тихого океана (по Н. С. Скорняковой, 1964).

1 — < 0,2; 2 — 0,2—0,5; 3 — 0,5—1,0; 4 — 1,0—3,0; 5 — 3,0—5,0; 6 — > 5. Станции, для которых выполнены определения марганца: 7 — в/с «Витязь»; 8 — в/с «Обь»; 9 — иностранных экспедиций; 10 — станции иностранных экспедиций, для которых определения марганца не производились; 11 — границы мощности окисленного слоя более 1,0 м; 12 — линия литологического профиля



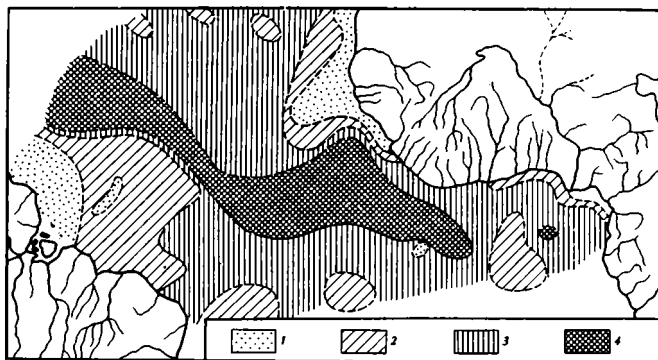
на дне океана в соответствии с действием экзогенных факторов и ходом фракционирования взвесей.

Но, быть может, избыточное обогащение океанических илов Mn, Mo, Co, Ni, Cu, Pb, Zn и другими элементами обязано действию подводных эксгальций и гидротерм, как это полагает Ведеполь (1960), к мнению которого недавно присоединился, к сожалению, автор настоящей работы (Страхов, 1963)?

При рассмотрении этого варианта вулканогенной гипотезы нельзя не обратить внимания на то, что в комплексе малых элементов, обогащающих океанские пелагические илы, нет ничего специфически гидротермального или эксгальтивного. Больше того, в достоверно вулканогенно-осадочных марганцевых рудах спектр микроэлементов существенно отличен от спектра элементов в пелагических илах океанов (см. часть третью). Это может означать только одно: влияние эксгальций и гидротерм на геохимию океанских

Фиг. 55. Распределение Fe_2O_3 (в % на бескарбонатное вещество) в осадках экваториальной части Атлантического океана (по Корренсу, с изменениями)

1 — < 3; 2—3—6;
3— 6—9; 4 — около 9



отложений, в принципе существующее, количественно очень слабо и потому не отражается сколько-нибудь заметно на наборе и концентрациях микроэлементов в пелагических осадках океанов. Совершенно необъяснимо с точки зрения эксгальциционно-гидротермальной гипотезы отмеченное выше тяготение Fe и Mn к низким широтам с теплым климатом и наличие здесь разных их градаций в виде крупных полос широтного простираения. Ведь скорости движения воды в глубоких океанических горизонтах ничтожны, и оно имеет в основном долготную, а не широтную ориентацию.

Наконец, против возможности привлечения гидротерм для истолкования накопления элементов в пелагических отложениях океанов говорит распределение элементов в Охотском море. У восточной границы его находится много активно действующих вулканов: на о. Хоккайдо (пять), на Курильских островах (30) и ряд вулканов в южной части Камчатки. Однако в охотоморских осадках, как было недавно показано Страховым и И. Л. Нестеровой (1968), влияние вулканизма отчетливо сказывается лишь на прилежащей к берегу зоне песчаных и крупноалевритовых илов; в тонкозернистых илах Южно-Охотской впадины оно резко ослабевает, а в илах центральной и северной частей моря неуловимо совсем. Особенно важно, что воздействие вулканизма проявляется в данном случае почти исключительно через пирокластический крупный и мелкий материал. Влияние гидротерм и эксгальций очень мало и едва ощутимо, составляя в лучшем случае немногие проценты от общего содержания элемента в осадке. При оценке значения этих данных для суждения о роли гидротерм и эксгальций в геохимии океанских отложений вообще нужно учесть, что плотность распределения вулканических очагов на площади океанов в 14—30 раз меньше, чем на площади Охотского моря и его водосборов (Sapper, 1927). Стало быть, воздействие гидротерм на геохимию океанических осадков неизбежно должно быть намного меньше, чем в Охотском море, т. е. совсем ничтожным. А раз так, то обогащение пелагических океанских илов Mn, Co, Ni,

Cu, Pb, Zn, Mo и другими элементами не может иметь причиной воздействие вулканических процессов.

Очень интересно с этой точки зрения еще такое сопоставление. Ведеполь подсчитал, что для создания тех высоких содержаний некоторых элементов, какие наблюдаются в современных океанических илах, нужно ежегодное поступление в составе гидротерм 10^6 т марганца, 10^5 т никеля и меди, 10^5 т кобальта, свинца и цинка и 10^3 т молибдена. В целом марганца вместе с микроэлементами должно вноситься не выше $2-3 \times 10^6$ т. Между тем в составе взвешенного материала реками ежегодно выбрасывается в океан $38,1 \times 10^6$ т этих же элементов ($12\,700 \times 10^6 \times 0,3\%$), а в составе растворов — $3,6 \times 10^6$ т (Алекин, Бражникова, 1964). Совершенное подавление экзогенным источником микроэлементов их гидротермального вноса, исчисленного Ведеполем, очевидно.

Как и пирокластика, гидротермы и эксгаляции надводных и подводных вулканов могут иметь и имеют лишь локальное влияние на распределение элементов в океанических отложениях. Укажем на некоторые участки Тихого океана, где, по-видимому, возможно локальное обогащение именно за счет гидротерм и эксгаляций. На картах распределения Fe и Mn в юго-восточной части Тихого океана бросается в глаза узкая меридионально вытянутая зона и сопровождающие ее субширотные полосы, в которых содержание железа в карбонатных илах в среднем составляет 1,64% в натуральном осадке и 6,68% в бескарбонатном, содержание же марганца соответственно 1,50 и 5,89%, т. е. резко повышено против даже пелагической нормы для такого типа осадков. Очень своеобразны и сами очертания полос обогащения: участки известковых илов, обогащенных Mn и Fe, имеют вид узких и длинных полос, линейно вытянутых то меридионально, то широтно. Н. С. Скорнякова считает характерным то, что в составе этих осадков пирокластический материал почти не улавливается. Вполне законна поэтому высказанная ею мысль, что в данном случае железо и марганец выносятся подводными гидротермами не в твердой фазе, а в растворе. Здесь вулканизм действует на распределение обоих элементов своей жидкой гидротермальной фазой (или эксгаляциями?). И так как глубинная вода в океане весьма мало подвижна, то это и создает линейно ориентированные полосы гидротермально обогащенных полос осадка, тяготеющие к очагам гидротерм. С поступлением гидротерм можно связать, по-видимому, и локальное обогащение железом (и марганцем) осадков в районе островов Товарищества, Туамоту, Табуаи; максимальные концентрации железа здесь сосредоточены в красной глубоководной глине и переходных к ней разностях карбонатных илов.

Интересным примером локального влияния гидротерм на седиментацию является кальдера о. Санторин (Эгейское море), длина которой около 10 км, ширина 6—7 км, площадь 53 км². Fe и Mn, просачивающиеся на многочисленных фумарольных полях о. Нео Камени (в центре кальдеры), не выходят за ее пределы, хотя между кальдерой и окружающим морем имеется довольно свободное сообщение (Бутузова, 1966, 1968).

Итак, мы можем и должны учитывать вулканогенные процессы при истолковании лишь частных случаев в распределении элементов в осадках океанов. Главные же черты геохимии пелагических илов — резкое обогащение Fe, Mn, P и рядом микроэлементов, наличие широтной зональности в распределении Fe и Mn, связь их со стоком и режимом поверхностных течений — не объяснимы с позиций вулканогенной концепции, как в ее пирокластическом варианте (Меррей), так и в гидротермально-эксгаляционном (Ведеполь).

Совершенно иначе обстоит дело с гипотезой фракционирования экзогенного осадочного вещества, поступающего в океаны с их водосборов.

Обратим внимание на то, что избыточное накопление в океанических илах свойственно как раз тем самым элементам, которые показывают повышенную (но не самую высокую) геохимическую подвижность уже при

формировании коры выветривания на водосборах (Лисицына, 1968). Эти элементы более подвижны и при транспортировке в речных артериях (Нестерова, 1960). Они тяготеют к пелагическим осадкам центральных частей морских водоемов даже относительно ограниченных размеров, таких, как Черное и Охотское моря, причем первое целиком питается за счет экзогенного материала, а в питании второго этот материал играет решающую роль. Резче выступает обогащение пелагических осадков в гораздо более крупном Арктическом бассейне, питаемом только экзогенным материалом.

В свете этих сопоставлений становится совершенно ясным, что усиленное накопление Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Mo, Pb в пелагических илах Атлантического, Индийского и Тихого океанов должно прежде всего и в решающей степени быть вызвано сносом вещества с водосборов и теми процессами его фракционирования или осадочной дифференциации, которые именно в этих океанах, благодаря их огромным размерам имеют наиболее благоприятные условия для своего проявления.

Вот почему следует отказаться от традиционной, идущей от Меррея и Гюмбея, концепции относительно решающей роли вулканизма в обогащении океанских илов Fe, Mn, Co, Ni, Cu и прочими элементами. Рассматривать это явление нужно в качестве закономерного следствия механизма самого осадочного процесса, питаемого экзогенным материалом, поступающим с водосборов. Сравнительно-геохимическое рассмотрение форм миграции элементов в коре выветривания водосборов, реках и ряде водоемов все возрастающей величины неизбежно приводит к такому заключению. Длительное господство вулканогенной концепции было возможным потому, что игнорировались изучение форм миграции элементов в реках и сравнительный анализ распределения их в обычных морях, меньших, чем океан.

4. О специфике гумидного геохимического процесса

Все предыдущее позволяет подойти к формулировке специфики осадочного геохимического процесса в гумидных зонах, на которую до сих пор не обращалось должного внимания. Специфика эта заключается в огромной, решающей роли чисто физических процессов в создании химических различий осадков, а именно: механического разноса и фракционирования твердых фаз. Накопление элементов в пелагических зонах водоемов создается в основном фракционированием твердых фаз разной размерности, притом преимущественно мелких и мельчайших, и потому неизбежно увеличивается с возрастанием площадных размеров бассейнов. Именно поэтому пелагические илы водоемов тем сильнее обогащены Fe, Mn и более подвижными геохимически микроэлементами, чем больше акватории бассейнов.

Это заключение вытекает из выполненного выше анализа механизма гумидной седиментации. Но оно может быть подкреплено еще и иным путем.

Вернемся еще раз к формам миграции веществ на водосборах.

По подсчетам Пенка¹, оперировавшего материалами по 16 рекам мира, взвешенные вещества составляют 20×10^9 т, растворенные — $4,1 \times 10^9$ т; прибавляя к взвешенным еще влекомые, составляющие в среднем 10% взвешенных, получаем, что общая сумма веществ, мигрирующих в твердой фазе, составляет 22×10^9 т.

Солсбери¹, экстраполируя данные только по одной р. Миссисипи, определил общий сток взвешенных веществ в реках мира в 16×10^9 т, а сток растворенных — в 5×10^9 т; при добавлении 10% влекомых в твердой фазе мигрируют $17,6 \times 10^9$ т веществ.

По расчетам Г. В. Лопатина (1950), использовавшего данные по 50 главнейшим рекам мира, сток взвешенного материала составляет

¹ Цитируются по статье Г. В. Лопатина (1950).

$12,7 \times 10^9$ т, а растворенного — $3,6 \times 10^9$ т; вместе с влекомыми в твердой фазе мигрируют около 17×10^9 т.

По почти одновременным цифрам Кюнена, вошедшим в сводку Полдеварта (1957), в твердой фазе переносится $35,7 \times 10^9$ т, а в растворенной — $5,5 \times 10^9$ т.

Несмотря на значительные расхождения, в цифровых оценках всех исследователей красной нитью проходит одна и та же закономерность: миграция осадочного вещества в главной своей массе происходит в составе твердых фаз, а не растворов; последние по разным расчетам составляют от 16 до 22% всей суммы переносимого материала. Нельзя не удивляться не только незначительности этой величины, но и очень малому диапазону ее колебаний в разных расчетах. Очевидно, соотношения эти весьма близко воспроизводят специфику речной транспортировки осадочного материала.

При этом нужно иметь в виду, что моря и океаны питаются материалом, не только вносимым реками, но и поступающим также за счет абразии водоемами своих берегов. Этот абразивный материал представлен практически только твердой фазой веществ, и, стало быть, приращение его к количеству взвесей и влекомых частиц в реках дополнительно увеличивает роль твердой фазы. Те 16—22%, которые были указаны в качестве доли растворов, дают, следовательно, верхний предел их участия; на деле он еще ниже, возможно, значительно. Таким образом, формы миграции осадочного вещества на водосборах уже предопределяют ведущую роль чисто физических процессов — фракционирования взвесей — в формировании химических различий осадков и подчиненную роль процессов химических.

И все же эти 16—22% еще отнюдь не могут считаться мерилем значимости чисто химических процессов в возникновении химических различий современных осадков. Ибо часть растворенных веществ (соединения Na, K, Mg, с Br, I, Cl⁻, SO₄²⁻) не осаждается в гумидных бассейнах вообще, другая часть (соединения Ba, Sr, F и др.) садится лишь частично, третья же (карбонаты Ca, Mg и SiO₂) — экстрагируется из воды практически биогенным путем. О. А. Алекиным и Л. В. Бражниковой (1964) опубликованы недавно подсчеты масс разных компонентов растворенных веществ, которые позволяют представить себе более точно роль химического осаждения в гумидном седиментационном процессе (табл. 56).

Таблица 56

Приблизительные величины разных групп растворенных веществ, сносимых с континентов в океан

(по О. А. Алекину, Л. В. Бражниковой, 1964)

Составляющие стока растворенных веществ	Сток в океан, млн. т
Ионный сток — —————→ карбонаты	1359
—→ хлориды, сульфаты Na, K, Mg и пр.	959
Органические вещества	720
Минеральные коллоиды (Si + Fe + Al)	175
Микроэлементы	36
Неорганические биогенные вещества	18
Всего	3300

Из перечисленных групп карбонаты Ca и Mg, а также SiO₂ (составляющая главную часть минеральных коллоидов — порядка 100×10^9 т) осаждаются биогенно, что дает в сумме около 1500×10^9 т; 959×10^9 т

(сульфаты и хлориды Na, K, Mg и пр.) остаются в растворе и идут на пополнение солей гидросферы. Органические вещества в конечном счете минерализуются и лишь в незначительной мере садятся на дно химическим путем; и только микроэлементы и часть биогенных неорганических веществ, в конце концов, осаждаются на дно. Таким образом, из общей массы в 3300×10^6 т лишь около 50×10^6 т, т. е. около 1,5%, поступает на дно благодаря чисто химическим процессам, притом почти исключительно сорбции.

В целом получаем весьма характерный баланс. Из $17\,000 \times 10^6$ т осадочных веществ, ежегодно сносимых реками в современные моря и океаны, $12\,700 \times 10^6$ т поступает на дно в результате чисто механической седиментации, около 1500×10^6 т — биогенным путем и только около 50×10^6 т — хемогенным, преимущественно сорбционным путем. Поэтому можно сказать, что распределение элементов в современных отложениях гумидных зон реализуется практически сочетанием чисто механической седиментации с биогенной; хемогенная же настолько подавлена, что едва улавливается. Специфика кларкового гумидного геохимического процесса в современной седиментации выступает здесь с совершенной ясностью.

Но, может быть, такая роль механических процессов в формировании химических различий осадков является специфической чертой именно современного осадочного процесса?

Ближайшее рассмотрение вопроса показывает, что это не так. Современный момент характеризуется общим высоким стоянием континентов, обилием горных цепей, как складчатых, так и глыбовых. Это и естественно, ибо третичное время было периодом усиления активности тектонического режима и сопровождавших его поднятий. Но такие же эпохи усиления тектонического режима и поднятий неоднократно бывали и в геологическом прошлом, например в конце кембрия, ордовика, силура, в конце нижнего карбона, в верхней перми, верхней юре, в конце верхнего мела. Мы вправе думать, что в эти эпохи миграции осадочного вещества также осуществлялись в подавляющей степени в составе твердых фаз, и, стало быть, их распределение в конечных водоемах стока происходило путем фракционирования по законам механической дифференциации. В промежуточные эпохи с более спокойным тектоническим режимом рельеф континентов сглаживался и роль твердых фаз в качестве переносчиков элементов убывала. Но насколько? Ответ на это дает сравнение структуры речного стока веществ в среднем со всех континентов и с равнинных их территорий. Обозначая буквами «а» влекомые вещества, «б» — взвешенные, «в» — растворенные, получаем, что в среднем речном стоке с континентов вообще отношение их составляет, по Г. В. Лопатину (1952), $a : б : в = 0,35 : 3,5 : 1$; в стоке же с равнинных областей $a : б : в = 0,04 : 0,53 : 1$. Различия достаточно существенные.

Однако нужно иметь в виду, что в истории Земли никогда не было моментов полной пенеplanation, но всегда наряду с равнинными территориями существовали и горные; об этом свидетельствуют палеогеографические карты. Поэтому структура речного стока, отвечающая современным равнинам, является тем пределом, который никогда не достигался в геологическом прошлом в качестве показателя стока вообще. Реальная структура стока, по крайней мере в послерифейское время, колебалась где-то между рядами $a : б : в = 0,35 : 3,5 : 1$ и $a : б : в = 0,04 : 0,53 : 1$, то совпадая с первым (и даже временами его превосходя по роли твердых фаз?), то приближаясь ко второму, но никогда его не достигая.

Мы можем с уверенностью принять, что миграция подавляющего числа элементов с водосборов в водоемы главным образом в составе твердых фаз и распределение их в конечных водоемах стока фракционированием по законам механической дифференциации, столь ярко проступающие в

современный геологический момент, являются специфическими чертами гумидного геохимического процесса во все периоды истории Земли, по крайней мере после рифея. Но эта специфика в одни эпохи проявлялась очень ярко, в другие — ослабленно.

На фоне рассеянных повышенных содержаний Fe, Mn, P, Co, Ni, Cu, Mo и других элементов, которые сами по себе уже являются зачаточными рудными концентрациями, в пелагических илах океанов, как известно, развиты и настоящие их рудные содержания, оформленные в виде океанских железо-марганцевых стяжений. Их детальное описание и генетический анализ составят содержание следующей главы.

Глава IV

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦОВЫЕ СТЯЖЕНИЯ В ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОКЕАНОВ, ИХ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС

«Гидраты марганца вместе с гидратами железа,— писали Меррей и Ренар в отчете о глубоководной экспедиции «Челленджера» (1872—1876 гг.),— являются наиболее распространенными образованиями в морских отложениях, особенно в абиссальных регионах... Можно сказать, что марганец... присутствует во всех глубоководных осадках, ибо только редко внимательное изучение больших образцов ила или глины не обнаруживает следов окислов этого металла хотя бы в виде пленок (coatings) или мельчайших зерен. На некоторых участках океанов «Челленджер» открыл железо-марганцевые конкреции в большом изобилии; крошечные марганцевые зерна придавали осадку темно-шоколадный цвет, в то время как драги и тралы добывали огромное количество более или менее округлых желваков и крупных почковидных масс этих окислов» (Murray, Renard, 1891, стр. 344).

Все последующие глубоководные экспедиции находили все новые и новые участки развития железо-марганцевых конкреций в пелагических илах океанов, постепенно расширяя представления о массовости и повсеместности этих образований. Но только за последние 10 лет применение фотографирования морского дна, а также длинных трубок широкого диаметра раскрыло это явление во всей его полноте, показав, что мы имеем дело с настоящим рудным накоплением, притом колоссальных размеров, резко отличным генетически от всех других, до сих пор известных фациально-генетических типов осадочных марганцевых руд.

Конкрециям океанов посвящено много работ, особенно за последние годы. Очень важным источником информации остается классическая монография Меррея и Ренара (Murray, Renard, 1891), где впервые с непревзойденной полнотой и отчетливостью были описаны железо-марганцевые желваки и рассмотрен их генезис. Большой дополнительный, главным образом количественный и аналитический материал накоплен американскими исследователями, особенно Мери, Голдбергом, Аррениусом, Дитцем, Менардом, Бонатти и Найюду, а также Петерсоном (Mero, 1960, 1962, 1965; Goldberg, 1954; Goldberg, Arrhenius, 1958; Goldberg, Koide, 1962; Arrhenius, 1963; Arrhenius, Bonatti, 1964; Arrhenius, Mero, Korkisch, 1964; Dietz, 1955; Menard, 1960; Bonatti, Nayudu, 1965; Petterson, 1963, 1965). У нас конкреции и их генезис изучаются Н. С. Скорняковой, Н. Л. Зенкевичем (Институт океанологии АН СССР), а также П. Ф. Андрущенко (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР).

1. Морфология и структура пелагических железомарганцевых конкреций

Морфологически среди железомарганцевых конкреций можно различить три группы тел: собственно конкреции, глыбы и корки.

Собственно конкреции весьма разнообразны по форме и имеют вид шаров, сплюснутых или вытянутых желваков, иногда картофелин, усеченных пирамид (табл. I, II, III, IV)¹. Размеры их колеблются от 1 до 25 см, но средняя величина, по Меро (Mero, 1962), равна приблизительно 3 см. На дне размеры конкреций изменяются обычно от 2 до 4 см. Меррей и Ренар обратили внимание на то, что в пределах одной и той же станции конкреции, при всем разнообразии их форм, имеют ряд общих черт, отличающих их от набора конкреций на других станциях. Нередко размеры стяжений в пределах станции довольно однообразны. Вес конкреций незначителен, но порой достигает больших величин. Наиболее крупная конкреция была найдена на Блэк-Плато (Black Plateau) в Атлантическом океане — крутом поднятии дна восточнее США. Конкреция весила 55 кг (Mero, 1965).

Тотчас извлеченные из моря конкреции очень мягки, тяжелы и легко режутся ножом, при высыхании они твердеют и становятся хрупкими; при ударе распадаются на куски, либо отделяют с поверхности более или менее тонкие скорлупки.

Внутреннее строение конкреций характеризуется наличием ядра и окружающего его оболочек. По наблюдениям Меррея и Ренара (Murray, Renard, 1891), ядром чаще всего является кусок пемзы или лапилли, реже зубы акул и очень редко слуховые косточки китов, а также куски ила; иногда ядра не обнаруживаются совсем. Наибольший интерес представляет структура конкреций с ядром из вулканических пород. На шлифованных разрезах конкреций видно, что оболочка, покрывающая ядро, имеет иногда однородное массивное строение, и только по самой периферии выделяются два-три тонких слоя, легко разрушаемых и частично отделяющихся в виде скорлупок. Но обычно оболочка обнаруживает ясно выраженную концентрическую слоистость, обусловленную чередованием более темных и плотных слоев с более светлыми землистыми; их толщина измеряется сотыми и десятими долями миллиметра. Порой среди слоев марганцевистых минералов обнаруживаются тонкие и не всегда выдержанные слои глинистого минерала — монтмориллонита, а также небольшие зерна палагонита или цеолитов. При осторожном длительном растворении конкреции в соляной кислоте марганцевые соединения переходят в раствор, а от марганцевистых оболочек остается тонкий и сильно пористый скелет, сложенный глинистым материалом. Поры этого скелета и были заполнены марганцевыми минералами. Шлифы вскрывают своеобразную форму их нахождения (табл. V). Минералы эти залегают в виде объемных дендритов, расположенных более или менее радиально и пересекающих концентры. Там, где дендритов больше, конкреционный слой оболочки плотный, где их меньше — слой более рыхлый, землистый и более светлый. После растворения конкреции в соляной кислоте слои первого типа, наоборот, оказываются более прозрачными и пористыми, чем слои второго типа. Суммарная толщина оболочек около ядра варьирует от немногих миллиметров до 4 см максимум при условии, что диаметр конкреций обычно не превосходит 8 см, а ядро мало.

¹ Мы воспроизводим здесь зарисовки конкреций, данные в монографии Меррея и Ренара, ибо они несравненно лучше передают внешний облик и строение стяжений, чем последующие фотографии, обычно весьма невыразительные и нередко представляющие собой настоящие «загадочные картинки».

Вулканогенное ядро конкреций сложено чаще всего пемзой кислого, среднего и основного состава, базальтовым стеклом либо кусками базальта. Эти породы всегда несут признаки более или менее глубокого изменения. Пемзовые ядра превращены в значительной мере в глинистую или палагонитовую массу; трещины и пустоты выполнены железомарганцовыми гидроокислами. Базальтовые стекловатые лапилли также целиком или в подавляющей массе превращены в палагонит, а последний отчасти замещен цеолитами. Цеолиты же выполняют поры в стекле или трещины. В кусках базальта со стекловатой базой наибольшие преобразования претерпевает опять-таки стекло; оно почти нацело превращено в палагонит или цеолиты. Меньше затронуты разложением амфиболы, пироксены, оливин; свежими остаются полевые шпаты.

Тщательно изучив очень большой материал, Меррей и Ренар показали, что между свежими, почти не затронутыми изменениями кусками пемзы и лапилли и вполне развитыми железомарганцовыми конкрециями с совсем маленьким ядром в центре имеются все постепенные переходы. Вначале образуется более темная землистая оболочка очень небольшой толщины, слегка окрашенная в буроватые тона гидроокислами Fe и Mn. Затем изменение стекловатой массы происходит в более внутренних частях пемзового куска или лапилли, превращая их в палагонит, монтмориллонит или цеолиты. Одновременно с поверхности вглубь проникают гидроокислы марганца. Они заполняют поры, первично существовавшие в пемзовом куске и лапилли, а также возникшие при разложении стекла, частично раздвигают податливую массу, частично же метасоматически замещают ее. Последний процесс играет, по-видимому, особенно большую роль, почему марганцовые дендриты и получают в общем радиальную ориентировку в конкреции и вместе с тем, сгущиваясь на отдельных поверхностях, формируют ее concentрические слои.

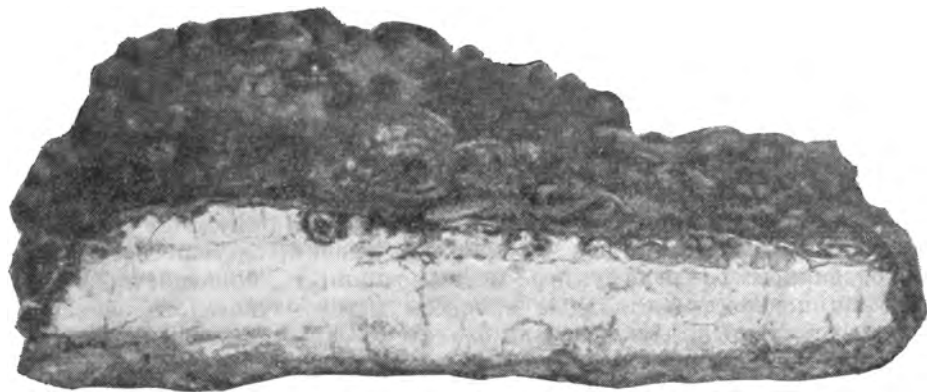
Таким образом, конкреции с ядрами вулканического материала начинают формироваться, видимо, в результате метасоматоза стекловатых кусков вулканических пород, прежде всего пемзы и базальтических стекол. Нарастание марганцовой оболочки происходит в этот момент за счет центростремительно направленного разветвления стекловатой породы и проникновения в нее гидроокислов марганца и железа. Но с увеличением толщины и плотности этой первоначальной, метасоматически возникшей марганцовой оболочки проникновение подтекающих к конкреции марганцовых соединений внутрь становится более затрудненным. Начинается и в дальнейшем все усиливается отложение их на поверхности конкреции и центробежный ее рост. Вновь возникающие объемные дендриты образуют наросты на внешней стороне прежде сформированной конкреции. Центростремительное нарастание конкреций сменяется центробежным. Проникновение марганца во внутренние части ядра становится возможным лишь локально, по вновь возникающим порам или ослабленным выветриванием направлениям.

Кроме конкреций с простым ядром, имеются еще стяжения «со сложным ядром» или многими ядрами (табл. II). На шлифовках таких стяжений видно, что конкреционные слои вначале окружают каждое ядро отдельно, а потом, после их соприкосновения, одевают все ядра общей оболочкой. Такая структура могла возникнуть, конечно, лишь после того, как центростремительные процессы метасоматического замещения каждого отдельного пемзового или базальтического ядра сменились центробежным нарастанием вокруг него марганцовых оболочек. Основная масса марганцовистых соединений в таких многоядерных конкрециях отложилась именно на стадии их центробежного роста, и, следовательно, главную роль в формировании конкреций с вулканическим ядром играли не процессы метасоматоза ядра, а наложение вещества извне на вулканический обломок после того как проникновение вещества внутрь ядра стало

затрудненным. Вполне вероятно, что так протекало формирование и одноядерных конкреций, подавляющая часть которых сформировалась за счет центробежного нарастания вещества вокруг ядра.

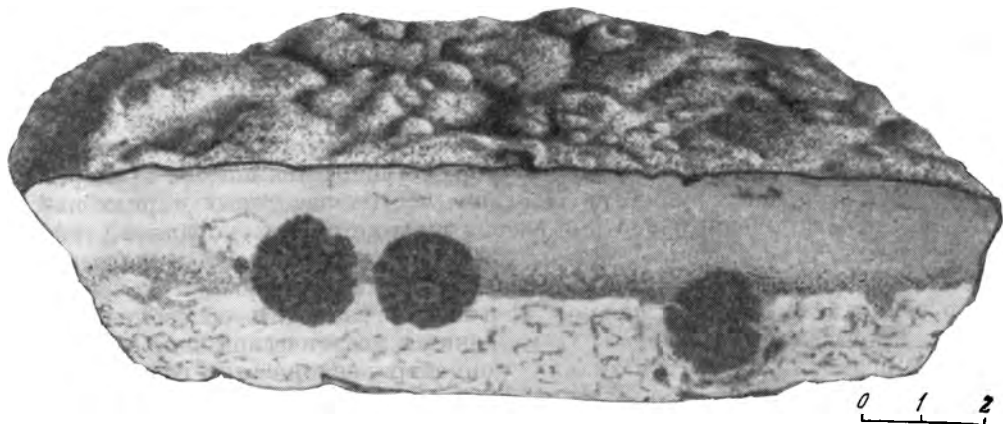
Конкреции, ядром которых являются зубы акул, слуховые косточки китов, а также участки глобигеринового и радиоляриевого ила, имеют принципиально то же строение, что и стяжения с ядром из вулканических пород. Вокруг акульего зуба и других инородных тел марганцовые соединения образуют оболочки с тем же концентрически слоистым строением и с теми же, в общем радиально ориентированными объемными дендритами. Центробежный рост стяжений путем последовательного наложения извне все новых и новых микрослоек виден здесь с наибольшей отчетливостью. Вместе с тем отмечаются некоторые следы метасоматических изменений ядер. В зубах акул исчезает дентин, замещаясь марганцовыми соединениями. Когда ядром конкреции служит кусок глобигеринового ила, его CaCO_3 обычно нацело замещен цеолитами или цеолитами + марганцовыми соединениями.

Характерной особенностью многих, особенно уплощенных железо-марганцовых конкреций является асимметрия, или неоднородность, двух главных ограничивающих поверхностей. Одна сравнительно ровная; ее бугры невысокие и широкие; впадины между ними неглубокие, они переходят в другие мягко и плавно; украшающих мелких бородавчатых шишечек нет или они очень мелки и тоже с мягкими очертаниями. Противоположная поверхность, напротив, отличается резкой неровностью; бугры на ней резкие, неширокие, но высокие, сосцевидные и очень плотные; впадины соответственно узкие и глубокие; украшающие бородавки также грубые. Меррей и Ренар, обратившие внимание на такое различие двух поверхностей, объясняют асимметрию в морфологии конкреций их положением на илу. Поверхность с мягкими округленными очертаниями лежала над илом и омывалась водой; поверхность с грубыми сосцевидными выступами была погружена в ил. Таким образом, по крайней мере часть конкреций, по Меррею и Ренару, должна была находиться в полупогруженном в ил состоянии. Нахождение в некоторых случаях на предполагаемой верхней поверхности конкреций кораллов и других сидячих форм животных подтверждает мысль английских исследователей. Подводное же фотографирование во многих точках океанического дна не только дало блестящее доказательство мысли Меррея и Ренара, но и обнаружило, что предполагаемое ими нахождение конкреций в виде полупогруженных в ил тел является не редким случаем, а правилом.



Фиг. 56. Морфология глыбы Horison (по Bonatti a. Nayudu, 1965)

Разрез глыбы Horison, показывающий ядро, состоящее из филлипсита, и корку железо-марганцовых окислов, тонкую на верхней части, толстую внизу. При фотографировании глыба была положена, по-видимому, верхней своей поверхностью вниз



Фиг. 57. Разрез глыбы из южной части Тихого океана (по Murray a. Renard)

Глыбы представляют собой резко уплощенные конкреции от небольших до очень крупных размеров. Ядром их служит пластинка красной глубоководной глины или вулканического туфа, которая по периферии покрыта более или менее значительной коркой марганцовых соединений, то сравнительно плоской, то прихотливо бугристой, шлаковидной. Представление о строении глыб дает фиг. 56. Примерно в 2500 км к северу от Гавайских островов ($40^{\circ} 14' \text{ с. ш.}, 155^{\circ} 55' \text{ з. д.}$) с глубины 5500 м драга принесла глыбу размером около 1 м и весом приблизительно 62 кг (по Bonatti a. Nayudu, 1965; по Mero, 1965 — всего 42 кг), названную Horison. По описанию Бонатти и Найюду, она состоит из черной толстой коры окислов железа и марганца, окружающих мягкую светлоокрашенную массу. Последняя образована главным образом призматическими кристаллами филлипсита размерами около 10—20 мк с подчиненным количеством желтоватых зерен, представляющих, вероятно, сильно палагонитизированное стекло. Под микроскопом видно, что некоторые кристаллы филлипсита прорастают палагонитовые зерна, развиваясь за их счет. Кроме широкой внутренней зоны, филлипсит разбросан в виде небольших агрегатов внутри корки окислов. Материал в некоторых кавернах на поверхности глыбы и в трещинах, достигающих ее внутренней части, образован (по данным рентгеновского анализа) кварцем, полевым шпатом, мусковитом и хлоритом. Это, по мнению Бонатти и Найюду, обычные терригенные минералы в современных осадках северной части Тихого океана, в месте, где была найдена глыба Horison.

Весьма любопытная глыба меньших размеров (фиг. 57) описана Мерреем и Ренаром из южной части Тихого океана (ст. 281, глубина 4770 м). Ее длина 16,5 см, толщина 4 см. Около середины разреза пролегает черная полоска. Плоскость, на которой она расположена, представляет собой древнюю поверхность дна с тремя черными марганцовыми конкрециями, частично погруженными в ил, частично выступающими из него. Черная полоска и лежащий выше слой сложены тонким пеплом, покрывшим поверхность дна слоем толщиной до 1 дюйма. Более грубые частички пепла лежат непосредственно на глине и содержат много черной слюды, выше пепел становится все более тонким и светлым. После пеплопада и уплотнения пеплового слоя последний растрескался и марганцовые окислы отложились на поверхности куска и в боковых трещинах, связав все в компактную массу. Толщина марганцового слоя вверху и по бокам незначительна.

От глыб описанного типа имеются все постепенные переходы к крупным и мелким кускам вулканических пород, менее уплощенным и лишь

слегка покрытым с поверхности налетами марганцовых окислов. Последние при этом всегда в некоторой степени проникают и внутрь кусков, образуя здесь метасоматические пятна и заполнения трещин.

Корки представляют собой плотные черепкообразные либо шлакообразные массы — пластины, которые были сорваны драгой с плотных пород, образующих в данном месте дно океана, и которые в естественном состоянии обрастали их поверхность. Корки приносятся обычно при драгировании подводных вулканов. Добавим, что на некоторых корках находились прикрепленные мертвые экземпляры ветвистых кораллов, также покрытые тонкой черной коркой гидроокислов марганца и железа.

Следует подчеркнуть одну в высшей степени важную для дальнейшего черту. Как бы ни были морфологически различны обособления и накопления железо-марганцовых соединений в пелагической зоне океана, все они возникли путем стягивания, концентрирования этих соединений около некоторых твердых тел, мельчайших, мелких и крупных. Следовательно, они являются результатом передвижения, перераспределения веществ, первоначально поступивших на дно в седиментогенезе. Иначе говоря, это образования диагенетические, притом, вероятно, очень раннего диагенеза. Из описаний Меррея и Ренара видно, что они очень хорошо понимали эту конкреционную, вторичную по отношению к осадку природу пелагических накоплений марганца, хотя и не называли их диагенетическими образованиями (из-за отсутствия тогда этого термина). К сожалению, такая трактовка пелагических накоплений Fe и Mn, единственно возможная и неизбежно вытекающая из их морфологии, в настоящее время недостаточно осознается многими исследователями, особенно американскими (Goldberg, Arrhenius, 1958), что приводит к ошибочному пониманию механизма их возникновения.

2. Условия залегания конкреций. Их количество на дне Тихого океана

Как было отмечено, уже Меррей и Ренар (Murray, Renard, 1891), располагавшие лишь траловыми и драговыми пробами, утверждали, что железо-марганцовые конкреции часто располагаются непосредственно на поверхности океанических осадков и не прикрыты илом.

Применение фотогафирования дна не только подтвердило эту догадку, но и показало, что залегание конкреций на поверхности ила является наиболее распространенным, наиболее часто встречающимся. Имеются все же случаи, когда фотогафирование поверхности дна не обнаруживает конкреций, а драга приносит их. Так, по Мерро, «на одной из станций, расположенной приблизительно в 700 милях севернее островов Фиджи, судя по 70 снимкам..., конкреций не было, но маленькая корзина драги, привязанная к фотографической камере, оказалась полной ими; они находились в верхней части осадочного ядра диаметром 5 см и лежали, по всей вероятности, под тонким слоем мелкозернистого осадка» (Мерро, 1962, стр. 753). Существует довольно много колонковых разрезов пелагических тихоокеанских осадков, где небольшие (2—3 см) конкреции были найдены на 11, 14, 25 и 29-м сантиметре от верха, т. е. в верхних 20—30 см разреза. Следовательно, мы можем принять, что современные железо-марганцовые конкреции располагаются слоем толщиной 20—30 см в самой верхней части океанических илов, причем главная их масса локализована на поверхности. Вместе с тем встречаются стяжения и в более глубоких горизонтах иловых колонок. Так, в северо-восточной части Тихого океана во время 29 рейса «Витязя» рассеянные конкреции диаметром 1—6 см были обнаружены до глубины 3 м от поверхности дна (Безруков и др., 1961). В центральной части Тихого океана в 34 рейсе «Витязя» рассеянные конкреции были встречены до глубины 7,5 м от дна (Скорякова, 1961).

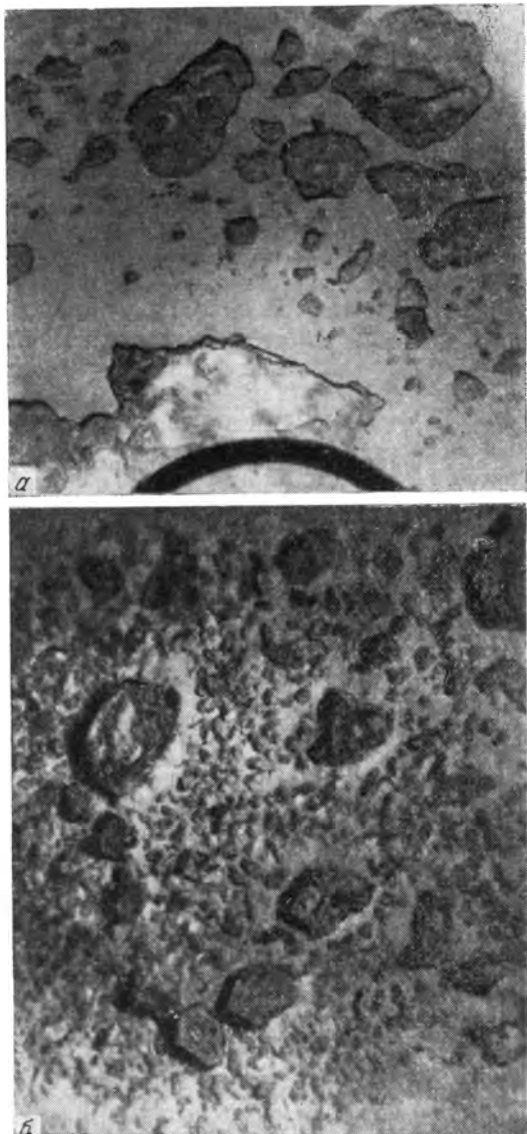
В трубках же большого диаметра на трех станциях были найдены скопления погребенных марганцевых конкреций: на ст. 5112 на глубине 60—100 см от поверхности ила, на ст. 5114 на глубине 130—150 см, на ст. 5139 на горизонте 105—115 см. Отсюда, можно заключить, что в толще пелагических океанических илов железо-марганцевые конкреции располагаются горизонтами мощностью 10—30—40 см, разделенными прослоями осадков, либо «пустых», либо очень мало конкрециеносных (фиг. 59). Этот факт имеет большое принципиальное значение. В самом деле, нет 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 и что они характерны даже для всей ее мощности. Таким образом, толща пелагических океанских илов является гигантским скоплением железа и марганца, напоминающим по своей массе джеспилиты докембрия, но иного облика и, вероятно, происхождения.

Чрезвычайный интерес вызывает вопрос о степени насыщения поверхности океанических илов конкреционным материалом, а также об общей массе их.

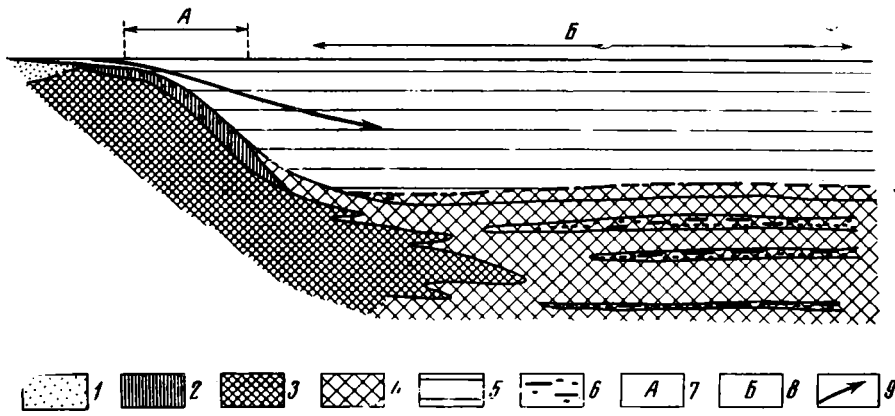
Этот вопрос допускает пока лишь ограниченное и условное решение, которое у разных авторов существенно различно.

Н. С. Скорнякова и П. Ф. Андрущенко (1964), суммировавшие известный в литературе и добытый экспедициями «Витязя» материал, выделили на карте распространения тихоокеанских конкреций три группы областей (фиг. 60).]

Первая отличается малым содержанием конкреций и охватывает периферические районы океана, где распространены главным образом терригенные, терригенно-диатомовые и карбонатные осадки. Единично встречаются здесь конкреции — мелкие (диаметром 1—3 см), чаще же наблюдаются лишь тонкие пленки окислов железа и марганца на поверхности рассеянного в осадках грубозернистого материала разного происхождения. Очень немного конкреций обнаружено также в карбонатных осадках

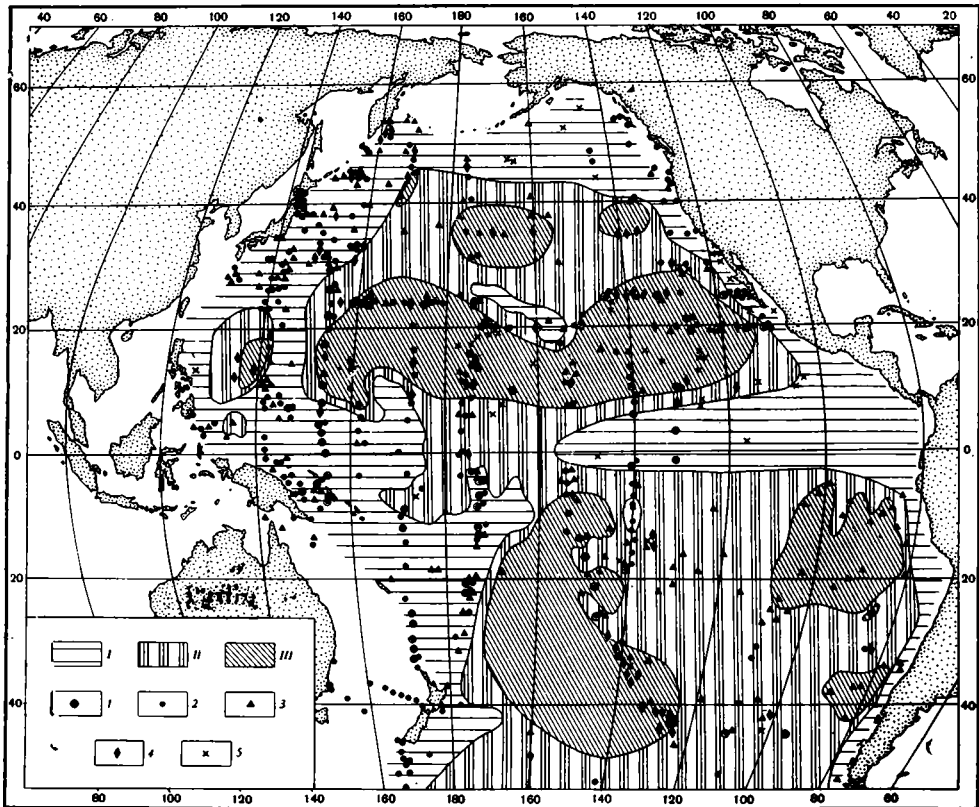


Фиг. 58. Залегание конкреций на дне Тихого океана (а). Фотографии глыб (б) на дне северо-восточной части Тихого океана (по D. Menard, 1960)



Фиг. 59. Залегание конкреций в толще тихоокеанских отложений

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



Фиг. 60. Распространение железо-марганцевых конкреций в Тихом океане (по Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко, 1964)

Концентрации конкреций: I — мало; II — много; III — рудные.

1 — фотографии дна; 2 — дночерпательные пробы; 3 — траловые пробы; 4 — станции, на которых конкреции получены с помощью трубок; 5 — станции иностранных экспедиций без указания орудия сбора и количественной оценки

восточной части экваториальной зоны Тихого океана. Другую группу образуют области со значительным количеством конкреций. Они охватывают площади развития красной глины, радиоляриевых и кое-где глобигериновых илов. Для характеристики распространенности здесь стяжений укажем, что из 46 станций «Витязя» в пределах северо-восточной котловины Тихого океана конкреции были обнаружены в 27. Третья группа конкреционных областей может быть названа настоящими рудными зонами. На карте Н. С. Скорняковой показано шесть таких площадей: три в северном полушарии и три — в южном. На рудных площадях до 20—50% поверхности дна океана покрыто конкрециями. На некоторых подводных поднятиях концентрация их достигает 80—90%; такие участки являются районами почти сплошного распространения железо-марганцевых руд.

Общая масса конкреций на дне Тихого океана оценена Н. С. Скорняковой и Н. Л. Зенкевичем (1961) в 100×10^9 т.

Существенно иначе решает этот вопрос Мери (Mero, 1965). Его оценка базируется на дочерпательных пробах, на данных подводного фотографирования и статистическом анализе встречаемости конкреций в колонках пелагических илов. Предварительно было рассчитано, каково должно быть насыщение илов стяжениями, чтобы трубка, пробивающая ил, могла встретить одну, две, три и более конкреций. На основе этих расчетов и действительного нахождения стяжений в колонках определялась степень насыщенности илов конкрециями в данной точке дна; полученные величины выражались в $г/см^2$.

Как видно из табл. 57, наибольшая средняя концентрация железо-марганцевых конкреций ($1,45 г/см^2$) встречается в центральной части

Таблица 57

Суммарные массы железо-марганцевых конкреций на разных участках Тихого океана (по Мери, 1965)

На единицу площади	На всю площадь			Весь океан в целом
	Часть океана			
	восточная	центрально-ная	западная	
Число фотографий	11	13	5	29
Концентрации, $г/см^2$:				
максимальные	1,2	2,5	1,5	2,5
минимальные	0,36	0,9	0,46	0,36
средние	0,86	1,6	0,90	0,97
Число дочерпательных проб	5	5	0	10
Концентрации, $г/см^2$:				
максимальные	0,23	1,00	—	1,0
минимальные	0,05	0,17	—	0,05
средние	0,14	0,56	—	0,35
Число колонковых проб	24	33	5	62
Концентрации, $г/см^2$:				
максимальные	2,3	3,8	1,2	3,8
минимальные	0,1	0,5	0,4	0,1
средние	0,89	1,71	0,82	1,32
Общее число проб, вошедших в оценку . . .	40	51	10	101
Средние концентрации по всем методам, $г/см^2$	0,78	1,45	0,86	1,12
Площади, $км^2 \times 10^6$	44,9	62,1	47,2	154,2
Общий тоннаж, 10^9 т	350	900	406	1656

Тихого океана, меньше ($0,86 \text{ г/см}^2$) в западной части и еще меньше ($0,78 \text{ г/см}^2$) — в восточной.

Полагая, что концентрация стяжений между точками взятия проб относительно равномерна, Меро рассчитал, что в пелагической зоне Тихого океана, равной $154,2 \times 10^6 \text{ км}^2$, общая масса конкреций составляет величину порядка $1,6 \times 10^{12} \text{ т}$.

Из сопоставления оценок Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко с оценками Меро, сделанными одновременно на том же самом материале, видно, что они расходятся весьма сильно, что зависит от методики подсчета. Несомненно лишь одно, что количество железо-марганцевых конкреций на дне тихоокеанской пелагиали грандиозно и далеко превосходит послерифейские рудные накопления марганца всех фациально-генетических типов, вместе взятых.

Распределению железо-марганцевых стяжений присуще несколько характерных закономерностей (табл. 58). Прежде всего, из всех типов

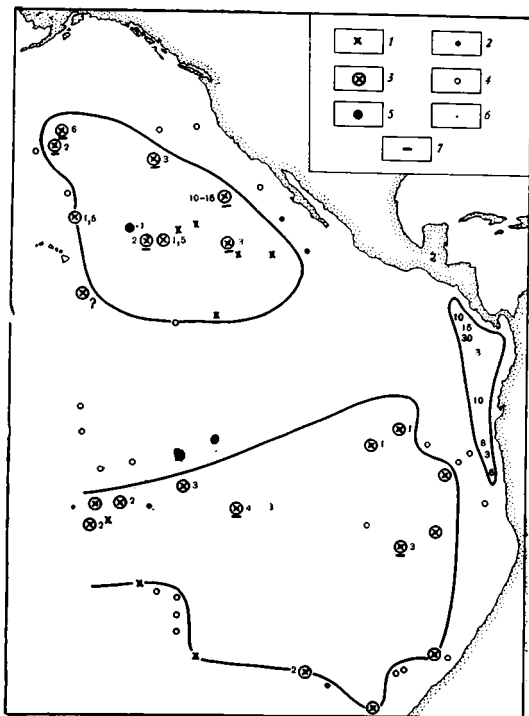
Таблица 58

Распространенность железо-марганцевых стяжений в разных типах пелагических отложений (по Меро, 1965)

Тип осадка	Число станций	Железо-марганцевые зерна		Железо-марганцевые стяжения	
		число станций	%	число станций	%
Экспедиция «Челленджер»					
Красная глина	45	39	87	16	36
Илы:					
глобигериновый	43	15	65	6	26
синий	13	7	54	2	15
радиоляриевый	7	6	86	6	86
Прочие типы (главным образом вулканические илы) . .	6	0	0	0	0
Экспедиция «Альбатрос»					
Красная глина	17	—	—	14	82
Илы:					
глобигериновый	34	—	—	15	44
диатомовый	14	—	—	5	28
радиоляриевый	3	—	—	3	100
Прочие типы	12	—	—	0	0
В Атлантическом океане					
Красная глина	126	54	43	—	—
Илы:					
глобигериновый	772	43	6	—	—
синий	342	12	4	—	—
птероподовый	40	6	15	—	—
вулканический	102	1	1	—	—
Прочие типы	44	0	0	—	—

Фиг. 61. Распространение глыб на дне Тихого океана (по Menard, 1960)

1 — глыбы по фотографиям дна; 2 — конкреции по фотографиям дна; 3 — глыбы по драгировкам; 4 — глыбы нег по драгировкам; 5 — по драгировкам — глыбы, по фотографиям их нет; 6 — мощность глыб или пеплового слоя (в см); 7 — обильный филлипсит



океанических илов наиболее обогащены ими глубоководная красная глина и радиоляриевый ил, гораздо меньше — птероподовый и глобигериновый илы.

Все авторы, писавшие о тихоокеанских конкрециях, подчеркивали, что максимальные их количества приурочены к участкам с наиболее медленным осадконакоплением (Скорнякова, Андрущенко, 1964; Мого, 1965; Bonatti, Nayudu, 1965, и др.).

В то же время некоторые исследователи указывают, что стяжения тяготеют к районам с расчлененным рельефом дна, предположительно вулканического происхождения. К сожалению, последнее имеет пока общий характер и не подтверждено картографическими материалами.

Менардом (Menard, 1960) была описана одна любопытная деталь в распространении марганцовых накоплений. Им составлена карта локализации омарганцованных глыб в восточной части Тихого океана (фиг. 61). На ней вырисовываются три ареала распространения глыб, разделенные участками, где ни драгировкой, ни фотографированием дна глыб не обнаружено. Наиболее крупная область распространения глыб локализована в южной части Тихого океана, отвечая в общем огромной халистазе; меньшая в северном полушарии между 10 и 40° с. ш. и совсем небольшая, резко вытянутая в меридиональном направлении, — у берегов Южной Америки. Глыбы образованы полууплотненным пепловым материалом; они обычно широкие (площадь в сотни квадратных сантиметров), тонкие, довольно однообразные по толщине и обычно сильно угловатые. С поверхности глыбы покрыты железо-марганцовой коркой от немногих миллиметров до нескольких сантиметров, содержат неизменные минералы и обломки вулканического стекла, но больше всего филлипсит и продукты изменения стекла. Размеры глыб уменьшаются в направлении с запада на восток. Менард считает, что описанные им ареалы локализации глыб являются остатками слоев вулканического пепла, происходящего главным образом из вулканических очагов внутри океана.

3. Вещественный состав конкреций

В настоящее время известно очень большое число анализов железомарганцовых стяжений и притом не только на основные породообразующие элементы, но и на акцессорные — малые, охватывающие в общей сложности более 40 элементов (Скорнякова и др., 1962; Murray, Renard, 1891; Мего, 1965, и др.).

Представление о среднем составе конкреций дают следующие цифры, рассчитанные Мего для 54 проб, поднятых из разных частей Тихого океана, и четырех образцов Атлантического океана (табл. 59). Для Тихого океана эти анализы выбирались из разных частей океана по возможности равномерно. В той же таблице показаны и средние для каждого океана, рассчитанные по всей сумме опубликованных анализов, но распределенных по площади неравномерно.

Таблица 59

Химический состав (в %) железомарганцовых конкреций в пелагических отложениях океанов

Элемент	Тихий океан (54 обр. по Мего)			Тихий океан (по сумме анализов)		Атлантический океан (4 анализа, по Мего)			Атлантический океан (по сумме анализов)		Индийский океан (по сумме анализов)	
	Максимальное	Минимальное	Среднее	Число анализов	Среднее	Максимальное	Минимальное	Среднее	Число анализов	Среднее	Число анализов	Среднее
B	0,06	0,007	0,029	—	—	0,05	0,009	0,03	—	—	—	—
Na	4,7	1,5	2,6	—	—	3,5	1,4	2,3	—	—	—	—
Mg	2,4	1,0	1,7	—	—	2,4	1,4	1,7	—	—	—	—
Al	6,9	0,8	2,9	—	—	5,8	1,4	3,1	—	—	—	—
Si	20,1	1,3	9,4	—	—	19,6	2,8	11,0	—	—	—	—
K	3,1	0,3	0,8	—	—	0,8	0,6	0,7	—	—	—	—
Ca	4,4	0,8	1,9	—	—	3,4	1,5	2,7	—	—	—	—
Sc	0,003	0,001	0,001	—	—	0,003	0,002	0,002	—	—	—	—
Ti	1,7	0,11	0,67	152	0,567	1,3	0,3	0,8	20	0,499	6	0,42
V	0,11	0,021	0,054	—	—	0,11	0,02	0,07	—	—	—	—
Cr	0,007	0,001	0,001?	—	—	0,003	0,001	0,002	—	—	—	—
Mn	50,1	8,2	24,2	158	18,58	21,5	12,0	16,3	17	13,2	5	14,38
Fe	28,6	2,4	14,0	158	11,1	25,9	9,1	17,5	21	16,4	6	14,02
Co	2,3	0,014	0,35	151	0,30	0,63	0,06	0,31	20	0,346	6	0,19
Ni	2,0	0,16	0,99	152	0,62	0,54	0,31	0,42	20	0,30	6	0,63
Cu	1,6	0,028	0,53	134	0,42	0,41	0,05	0,20	20	0,108	6	0,537
Zn	0,08	0,04	0,047	123	0,076	—	—	—	16	0,063	4	0,057
Ga	0,003	0,0002	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr	0,16	0,024	0,081	133	0,088	0,14	0,04	0,09	16	0,096	4	0,0365
Y	0,045	0,033	0,016	—	—	0,024	0,008	0,018	—	—	—	—
Zr	0,12	0,009	0,063	—	—	0,064	0,044	0,058	—	—	—	—
Mo	0,15	0,01	0,052	133	0,035	0,056	0,013	0,035	20	0,074	5	0,022
Ag	0,0006	—	0,0003	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	0,64	0,08	0,18	134	0,42	0,36	0,10	0,17	16	0,475	4	0,37?
La	0,024	0,009	0,016	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	0,0066	0,0013	0,0031	—	—	0,007	0,002	0,004	—	—	—	—
Pb	0,36	0,03	0,09	136	0,12	0,14	0,08	0,10	16	0,166?	4	0,14?
П.п.п.	39,0	15,5	25,8	—	—	30,0	17,5	23,8	—	—	—	—

Концентрация некоторых малых элементов в марганцевых конкрециях
(по Riley a. Sinhaseni, 1958)

Элемент	Число анализов	Максимальное	Минимальное	Среднее	Содержание в морской воде 10 ⁻⁷ %	Коэффициент концентрирования в железомарганцевых конкрециях *
Be	7	5	2	3	0,03	10 ⁵
Ge	2	6	5	6	0,06	10 ⁵
Nb	8	150	30	85	—	—
Cd	2	11	6	9	0,1	10 ⁵
Sn	3	320	240	267	3	10 ⁵
Ce	8	300	30	134	0,4	3×10 ⁵
Ni	7	300	150	230	—	—
W	2	95	47	66	0,1	7×10 ⁵
Hg	1	2	2	2	0,03	10 ⁵
Tl	7	300	150	170	0,01	2×10 ⁷
Te **	3	110	80	93	0,01	—
Ra	—	80	1	?	—	—
U ***	5	5	3,6	4,2	3	10 ³
Th	—	143	24	50	0,05	10 ⁶

* По сравнению с морской водой.

** По Мери (Mero, 1965).

*** По Татсумото и Голдбергу (Tattsumoto, Goldberg, 1959).

Таблицы раскрывают две существенные особенности океанических железо-марганцевых стяжений. Подобно своим мелководным аналогам, это накопления биметаллические: помимо марганца, в них много железа, и соответственно марганцевый модуль их невысок. В тихоокеанских стяжениях Fe в среднем 11,1%; Mn 18,58%; Mn : Fe = 1,67. В атлантических конкрециях Fe 16,4%; Mn 13,2%; Mn : Fe = 0,8. В индийских — Fe 14,02%, Mn 14,38%; Mn : Fe = 1. Биметаллическость океанских стяжений ассоциирует с резкой обогащенностью их рядом микроэлементов, особенно никелем, кобальтом, медью, молибденом (табл. 59); содержания этих микроэлементов гораздо выше тех, что мы видели в стяжениях в морских бассейнах.

Для генетического анализа океанских конкреций важно, однако, знание не только их среднего состава, но и многих деталей, например насколько постоянен состав в разных слоях конкреций, насколько он выдержан в пределах ограниченных площадей и сходен ли с составом тех железо-марганцевых налетов, какие покрывают отмершие колонии кораллов, и т. д.

Ответить на эти вопросы помогает большой цифровой материал, имеющийся в литературе. Вопрос о постоянстве состава разных слоев стяжений интересовал уже Меррея и Ренара (Murray, Renard, 1891), проанализировавших разные части конкреций Атлантического и Тихого океанов (табл. 61).

Как видим, в большинстве случаев состав слоев изменяется мало, но имеются и такие конкреции (ст. 285, 299), у которых изменения от слоя к слою существенны; однако какой-либо направленности в этих изменениях не отмечается.

Содержания малых элементов, как и породообразующих, также варьируют, но обычно в довольно узких пределах и без определенной направленности от слоя к слою (табл. 62).

Изменчивость состава (в %) разных частей конкреции
(по Murray a. Renard, 1891)

Станция «Челленд- жера»	Глубина, м	MnO ₂	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaCO ₃	CaSO ₄	(Ca,PO ₄) ₂	MgCO ₃	H ₂ O
160a	4750	32,5	19,6	19,0	2,5	3,4	0,6	0,2	1,9	20,4
160b	4750	39,3	17,5	21,8	4,8	3,3	0,6	Следы	1,7	11,0
160c	4750	33,6	16,6	23,3	3,9	3,4	0,6	»	3,3	10,3
252a	5020	23,5	20,5	27,7	5,9	3,8	0,9	Следы	2,1	10,6
252b	5020	25,4	18,7	21,3	6,7	4,1	0,6	»	2,5	20,8
252c	5020	25,5	17,8	27,6	6,6	4,2	0,6	»	2,5	15,2
274a	5030	51,5	9,0	13,5	1,6	4,0	0,6	1,4	5,1	12,6
274b	5030	52,4	12,9	12,5	0,9	4,3	0,8	0,9	2,2	12,5
274c	5030	55,9	10,5	11,3	0,6	4,2	0,6	0,4	4,3	11,4
281a	4360	22,2	30,3	22,6	3,3	3,6	0,3	Следы	1,7	16,0
281b	4360	19,9	34,0	24,4	4,7	3,7	0,6	—	1,8	11,0
285a	4350	36,5	25,4	16,8	4,4	2,4	0,3	Следы	1,2	12,9
285b	4350	24,7	13,8	27,7	11,2	4,0	0,7	7,2	1,4	9,3
285c	4350	16,1	23,1	24,7	8,6	6,3	0,9	Следы	1,1	19,3
285d	4350	22,1	17,5	26,0	14,2	2,4	1,1	2,6	1,2	13,0
285e	4350	22,2	14,2	21,8	11,5	5,1	0,8	0,9	0,1	23,4
286a	4270	27,4	25,2	26,0	4,4	5,2	0,9	0,7	1,5	8,7
286b	4270	22,8	24,1	23,4	4,9	3,2	0,5	0,7	1,0	15,5
286c	4270	38,2	17,9	20,0	2,8	5,4	0,9	Следы	3,5	11,4
299a	3950	55,7	6,8	14,1	3,0	6,1	0,6	Следы	2,0	11,8
299b	3950	46,9	14,7	17,4	2,9	3,1	0,6	»	4,4	10,0
299c	3950	63,2	6,5	11,1	2,4	3,1	0,5	»	2,8	10,4
3a	3620	25,6	32,9	6,0	3,5	3,5	1,2	0,9	1,6	24,8
3b	3620	22,8	41,4	6,7	2,3	5,4	1,2	0,3	1,7	18,3

Вариации состава стяжений, развитых на ограниченных площадях дна, довольно значительны, но уловить какие-либо закономерности в этих изменениях не удается (табл. 63, 64).

Исключительный интерес представляет сравнение обычных железо-марганцевых стяжений с теми тонкими железистыми корками, какие покрывают веточки отмерших кораллов и зерна органических песков (табл. 65).

С изумлением приходится признать, что состав железо-марганцевых корок на органических остатках не отличается ничем специфическим от состава конкреций. В то же время по содержанию микроэлементов образования на кораллах резко отличаются от илов, вмещающих стяжения. На это обстоятельство до сих пор не было обращено внимание, а между тем его значение для понимания генезиса стяжений совершенно очевидно. Мы остановимся на нем ниже, пока же подчеркнем, что даже такой мало геохимически подвижный элемент, как титан, принимает не меньшее участие в составе корок на кораллах, чем в самих конкрециях. Содержание его поднимается нередко до 1,11—1,18%.

Химический состав (в %) разных слоев марганцевой конкреции

(по Мего, 1965)

Элемент	Расстояние от ядра, см			
	1—2	2—3	3—4	4—5
SiO ₂	14,7	14,7	12,3	12,5
Ca	1,23	1,46	1,56	1,40
Ti	0,33	0,52	0,61	0,38
Mn	30,70	29,10	27,7	32,1
Fe	2,3	3,9	5,3	3,2
Co	0,11	0,16	0,22	0,20
Ni	1,37	1,26	1,33	1,05
Cu	1,34	1,00	1,00	0,77
Sr	0,051	0,051	0,056	0,051
Ba	0,56	0,46	0,45	0,33
H ₂ O	12,7	15,9	14,9	11,5

Примечание. Местонахождение: 9°57' с. ш., 137°47' з. д.
Глубина 4930 м. Ядро не анализировалось.

Не показывает никакой специфики и состав конкреций в собственно вулканических илах, т. е. осадках, обогащенных пепловым материалом (табл. 66).

И, наконец, последнее, что остается выяснить, это соотношения состава поверхностных (0—30 см) и более глубоко залегающих конкреций, принадлежащих более древним горизонтам.

Из сопоставления данных табл. 67 и предыдущих таблиц видно, что никаких уловимых специфических отличий древних конкреций от современных нет. Содержания элементов в древних стяжениях варьируют в тех же пределах, что и в конкрециях современных.

Итак, берем ли мы современные железо-марганцевые конкреции или стяжения из более древних конкреционных слоев, из красной глины, радиolarиевых или вулканогенных илов, корки, наростшие на ветвистых кораллах, или отдельные части конкреций— мы встречаемся с одним и тем же материалом, варьирующим по вещественному составу в определенных, не очень широких пределах и без каких-либо постоянных специфических отличий. Совершенно те же пределы вариаций показывают конкреции, собранные на ограниченном по площади пространстве.

4. Минералогический состав океанских стяжений

Меррей и Ренар (Murray, Renard, 1891), располагавшие довольно ограниченными возможностями минералогического изучения океанских конкреций, пришли к выводу о том, что в подавляющем большинстве случаев они сложены аморфными массами гидрогетита и псиломелана; редко встречается пиролюзит.

С той поры, несмотря на резко улучшенную методику изучения тонкодисперсных фаз, наши знания практически почти не изменились. Так, Бюзер и Грюттер (Büser, Grütter, 1956), исследовавшие всего 4 образца океанических стяжений, установили, что они сложены пиролюзитом и железистым манганитом.

Таблица 63

Химический состав (в %) конкреций, собранных на ограниченном участке красной глины, к западу от южной оконечности Южной Калифорнии на расстоянии 240—500 км от берега

Координаты станции, глубина, м	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	H ₂ O
22°40' с. ш., 116°14' з. д.; 3480	27,8	10,4	0,08	1,02	0,61	31,2
21°50' с. ш., 115°12' з. д.; 3430	25,1	13,0	0,11	1,02	0,50	33,4
21°40' с. ш., 114°11' з. д.; 3800	28,8	9,9	0,09	1,19	0,64	33,1
21°31' с. ш., 114°08' з. д.; 3800	28,2	8,1	0,05	1,46	0,77	34,5
21°27' с. ш., 114°07' з. д.; 3800	27,6	10,9	0,11	1,23	0,62	33,5
21°21' с. ш., 114°06' з. д. 3660	28,9	9,0	0,08	1,35	0,72	34,5
21°33' с. ш., 113°48' з. д.; 3660	22,4	7,5	0,05	1,24	0,62	30,9
21°40' с. ш., 113°30' з. д.; 3420	28,9	9,4	0,07	1,24	0,60	34,2
21°48' с. ш., 113°03' з. д.; 3450	31,0	8,3	0,04	1,40	0,47	32,9
21°53' с. ш., 112°47' з. д.; 3385	30,3	5,7	0,01	0,54	0,31	36,1

Таблица 64

Химический состав (в %) железо-марганцевых конкреций в соседних станциях в Тихом океане

Координаты станций, глубина, м	Ti	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Mo	Ba	Pb
15°23' ю. ш., 136°18' з. д.; 4480	0,29	20,3	8,1	0,12	1,17	1,07	0,12	0,67	0,041	0,24	0,060
14°59' ю. ш., 136°02' з. д.; 4465	0,64	12,0	9,8	0,12	0,77	0,53	0,083	0,040	0,018	0,22	0,038
12°51' ю. ш., 135°13' з. д.	0,3	23,9	7,0	0,085	1,46	0,92	0,046	0,032	0,03	0,19	0,028

Таблица 65

Состав (в %) железо-марганцовых отложений на кораллах
(по Мерио, 1965)

Координаты станции, глубина, м	Ti	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Mo	Ba	Pb
Тихий океан											
17°04' с. ш., 117°15' з. д.; 2010—1830	1,00	13,0	10,7	0,45	0,47	0,19	0,057	0,17	0,049	0,36	0,19
17°48' с. ш., 174°22' з. д.; 1810—2290	0,89	14,4	14,05	0,70	0,29	0,072	0,04	0,14	0,043	0,43	0,20
17°00' с. ш., 146°00' з. д.; 1700	1,11	23,2	12,6	1,53	0,54	0,095	0,062	0,15	0,050	0,66	0,23
16°29' с. ш., 144°15' з. д.; 1270	1,18	22,4	13,8	1,10	0,58	0,17	0,067	0,16	0,056	0,51	0,25
25°31' с. ш., 83°14' з. д.; 920	0,21	42,3	2,47	0,17	0,26	0,15	0,052	0,09	0,043	0,79	0,062
Атлантический океан											
30°33' с. ш., 78°47' з. д.	0,20	11,8	14,3	0,39	0,42	0,06	0,049	0,13	0,035	0,41	0,21
30°57' с. ш., 78°21' з. д.	0,19	11,1	14,1	0,38	0,33	0,03	0,039	0,18	0,036	0,34	0,46
30°59' с. ш., 78°14' з. д.	0,21	13,6	10,4	0,48	0,53	0,10	0,053	0,17	0,040	0,46	0,15
34°52' с. ш., 62°30' з. д.	0,57	16,9	18,9	0,91	0,27	0,04	0,053	0,13	0,039	0,71	0,23
31°49' с. ш., 43°25' з. д.	0,91	—	24,3	0,48	0,19	0,10	—	—	0,032	—	—

Таблица 66

Состав (в %) железо-марганцовых конкреций в вулканических илах

Координаты станции, глубина, м	Ti	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Mo	Ba	Pb
Атлантический океан											
53°00' ю. ш., 52°54' з. д.; 3060	0,25	10,8	15,8	0,13	0,39	0,08	0,067	0,080	0,014	0,30	0,12
Тихий океан											
40°29' с. ш., 172°33' в. д.; 4520	0,28	7,8	12,4	0,48	0,20	0,21	0,056	0,011	нет	0,30	0,13
19°03' с. ш., 171°00' з. д.; 1372	1,13	22,7	13,3	0,95	0,60	0,15	0,062	0,14	0,071	0,058	0,23
19°06' с. ш., 169°45' з. д.; 1740	1,13	20,7	14,5	0,95	0,42	0,10	0,062	0,15	0,060	0,50	0,24

Сравнение поверхностных и более глубоко лежащих конкреций в Тихом океане
(по Мери, 1965)

Координаты станции, глубина, м	Ti	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Mo	Ba	Pb	Глубина по колонке
40°20' с. ш., 135°17' з. д.; 4560	0,49 0,62	16,5 15,2	9,5 12,5	0,22 0,35	0,58 0,37	0,36 —	0,076 —	0,070 —	0,026 —	0,36 —	0,13 —	Верх
26°12' с. ш., 153°34' в. д.; 6120	0,70 0,60	16,1 12,2	14,6 14,0	0,36 0,14	0,41 0,41	— 0,27	— —	— 0,06	— 0,03	— 0,10	— 0,06	—
13°07' с. ш., 138°56' з. д.; 4927	0,31 0,48	23,6 10,0	7,9 8,9	0,34 0,20	0,98 0,46	0,86 0,40	0,10 0,04	0,08 0,07	0,047 0,015	0,059 0,035	0,10 0,11	Верх На 25 см ниже
13°53' ю. ш., 150°35' з. д.; 3623	0,68 0,78	15,7 14,3	17,5 17,4	0,43 0,43	0,31 0,31	0,21 0,71	0,06 0,12	0,11 0,083	0,022 0,021	0,39 0,22	0,03 0,13	Верх На 14 см ниже
20°25' ю. ш., 158°58' з. д.; 5252	0,86 0,89	12,8 13,4	17,8 18,4	0,49 0,54	0,29 0,33	0,20 0,23	0,06 0,056	0,081 0,089	0,023 0,021	0,56 0,68	0,16 0,17	Верх На 48 см ниже
35°50' ю. ш., 154°45' з. д.; 4950	0,24 0,68	17,8 14,1	5,2 17,1	0,20 0,35	1,08 0,30	0,79 0,13	0,12 0,05	0,055 0,10	0,019 0,022	0,22 0,60	0,10 0,19	Верх На 98 см ниже
36°33' ю. ш., 137°24' з. д.; 4700	0,57 0,48	14,1 18,1	12,4 10,5	0,36 0,34	0,64 1,10	0,29 0,50	0,067 0,086	0,088 0,079	0,028 0,023	0,48 0,54	0,14 0,14	Верх На 72 см ниже
36°23' ю. ш., 137°15' з. д.; 4940	0,48 0,31	18,9 20,2	11,2 12,6	0,38 0,16	0,91 0,82	0,43 0,35	0,079 0,088	0,084 0,093	0,033 0,038	0,58 0,34	0,15 0,10	Верх На 46 см ниже
40°36' ю. ш., 132°49' з. д.; 5120	0,57 0,47	18,6 21,6	10,3 8,1	0,43 0,40	0,89 0,50	0,47 0,88	0,077 0,083	0,080 0,073	0,035 0,041	0,66 0,69	0,16 0,14	Верх На 39 см ниже
57°43' ю. ш., 109°12' в. д.; 5288	0,59 0,45	10,7 12,3	19,2 15,3	0,17 0,15	0,19 0,23	0,10 0,17	0,047 0,044	0,11 0,10	0,011 0,007	0,44 0,38	0,15 0,15	Верх На 46 см ниже
64°11' ю. ш., 165°56' з. д.; 2932	0,63 0,58	14,8 14,2	11,0 10,8	0,17 0,15	0,70 0,68	0,29 0,39	0,10 0,12	0,10 0,10	0,011 0,012	0,39 0,036	0,15 0,15	— —

Однако П. Ф. Андрущенко, изучившая большой материал тихоокеанских конкреций, констатировала другое. «Несмотря на многообразие текстурных особенностей железо-марганцевых образований и широкое распространение конкреций в самых различных районах дна океана, — пишет она, — их минеральный состав пока еще кажется довольно однородным. Основной рудообразующий минерал — псиломелан состава $MnO_2 \cdot (0-1) \cdot MnO \cdot nH_2O$ и гидрогетит. Сравнительно редко встречаются манганиты — железистый и марганцовистый. Из нерудных минералов большую роль в составе конкреций играют монтмориллонит и филлипсит» (Андрущенко, Скорнякова, 1968, стр. 108).

Псиломелан имеет вид сажистой массы и «обычно... находится в тесном срастании с гидроокислами железа и глинистым веществом, образуя тончайшие перемежающиеся полоски в колломорфных и дендритовых образованиях... Среди псиломелана, по-видимому, в значительном количестве, находится коллоидальный гидрат двуокиси марганца (вернадит)» (там же).

«Марганцовистый манганит $[4MnO_2 \cdot Mn(OH)_2 \cdot 2H_2O]$ был установлен нами в сравнительно свежем обломке эффузивной породы основного состава, служащем ядром конкреции со ст. 3782; он выполняет небольшие сферические миндалины в породе. Манганит частично выстилает стенки пустот, образуя гроздевидные агрегаты мельчайших шариков размером $0,2-0,3$ мм» (там же, стр. 108, 109).

«Железистый манганит был установлен среди гидроокислов марганца и железа в пробе из рудной оболочки конкреции (ст. 3782). Он слагает верхний слой конкреции толщиной около 2 мм. Минерал находится в виде скрытокристаллической массы черного цвета с характерным красновато-бурым цветом порошка» (там же, стр. 111).

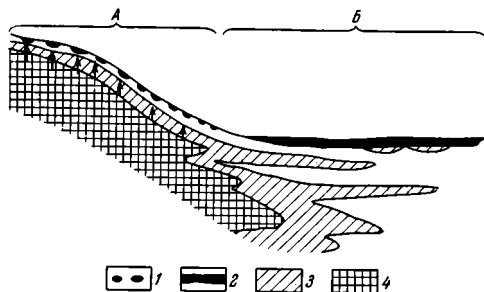
«Судя по имеющимся данным, манганиты редко встречаются среди гидроокислов марганца и железа на поверхности дна океана... Несмотря на большое число проведенных нами рентгенометрических исследований гидроокислов железа и марганца, слагающих конкреции в различных районах океана, лишь в одном месте нами установлены манганиты. Не исключено, что манганиты более широко распространены в сравнительно глубоких горизонтах рудных осадков» (там же, стр. 109).

«Обращает на себя внимание отсутствие пиролюзита в составе марганцевых конкреций. Специальными рентгеновскими исследованиями рудного вещества из верхних зон конкреций, в которых по данным химических анализов содержится от 27,98 до 58,6% MnO_2 при содержании MnO до 6,3%, в нем установлен лишь псиломелан» (там же).

В более глубоких горизонтах океанических илов, однако, парагенезис марганцовистых минералов становится иным. На это указывает находка Зен Е-аном (Zen E-an, 1959) родохрозита на одной из станций (71-6) в глубоководном желобе, обрамляющем Американский континент с запада. Станция находится на 24° ю. ш., к западу от Чили, на глубине 5377 м. Разрез сложен глубоководной красной глиной, переслаивающейся в интервале 38—96 см с серой глиной. Родохрозит был обнаружен на глубине около 180 см от верха ст. 71-6. Он залегает слоем толщиной около 4 см. Осадок оранжево-коричневый, суглинистый и цементированный, вверх и вниз переходит в шоколадно-коричневый глинистый ил, типичный для этой колонки. Родохрозит установлен под микроскопом по показателю преломления и высокому двупреломлению. Многие кристаллы кажутся скелетными и слабо ограниченными. Наличие родохрозита подтверждено также рентгенометрическим анализом. Д. Линном (Lynn, Bonatti, 1965) кальциевый родохрозит был обнаружен на разных уровнях в колонке илов, взятой в другой точке восточной части Тихого океана ($7^\circ 45'$ с. ш. и $88^\circ 43'$ з. д.) недалеко от берегов Америки. Уплотненные участки осадка сложены карбонатным минералом состава $(Mn, Ca)CO_3$.

Минерал в разных пробах имел изменчивый состав, причем $MnCO_3$ составлял 50—80%. Он образует среди ила участки длиной от 0,5 до 3,0 см, т. е. микроконкреции.

Существующих данных по минералогии марганцовых накоплений еще слишком мало для того, чтобы давать обоснованные заключения об их зональности в океанах. Но в качестве, скорее, прогноза, чем обобщения, может быть предложена схема, изображенная на фиг. 62. В самых поверхностных слоях океанических отложений всюду развиты практически лишь псиломеланы. В более глубоких горизонтах прибрежных отложений, где



Фиг. 62. Схема аутигенно-минералогической зональности марганцовых минералов в океанах

А — сильнее редуцированные полиперманганиты; Б — слабо и очень слабо редуцированные полиперманганиты; 1 — накопления полиперманганитов (псиломеланов) по периферии океанов; 2 — то же, в пелагиали; 3 — накопления манганита, частично в сочетании с полиперманганитами; 4 — накопления Са-родохрозита. Языкообразное выклинивание второй и третьей зон по направлению к пелагиали океанов указывает на колебания окислительно-восстановительных условий во времени

Существуют восстановительные условия, псиломеланы замещаются родохрозитом (может быть, с подмесью манганита), в пелагических же илах, где редукционные процессы весьма ослаблены, псиломеланы в большей или меньшей степени замещены манганитом.

Насколько отвечает природе эта схема, покажут дальнейшие исследования океанических илов.

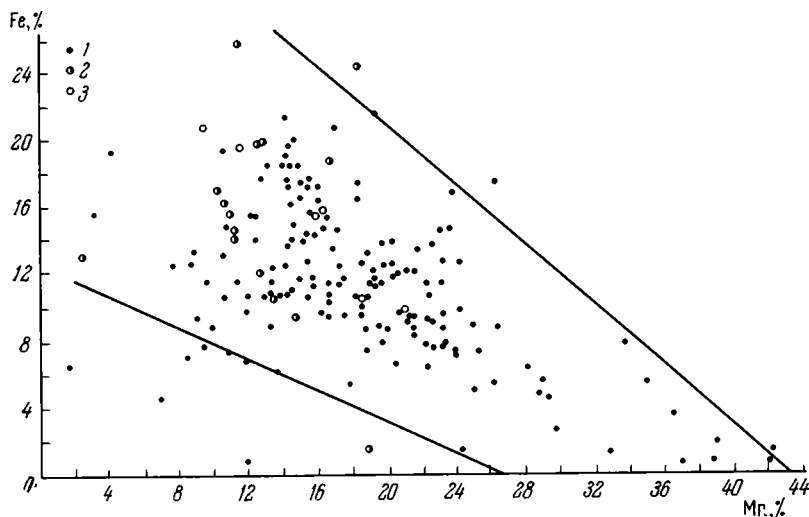
5. О соотношениях между составом конкреций и вмещающих их осадков. Корреляция элементов в стяжениях и во вмещающих илах

Изучая данные табл. 59, нетрудно установить, что тихоокеанские конкреции отличаются от атлантических и индийских более высоким содержанием марганца и более низким — железа; величины Co, Ni, Cu, Mo в тихоокеанских конкрециях также выше, чем у атлантических. В этой связи нельзя не вспомнить, что красная тихоокеанская глина, вмещающая конкреции, отличается от одноименной атлантической также повышенным содержанием Mn, Co, Ni, Cu, Mo и несколько повышенным количеством железа. Это означает, что отличия в химическом составе конкреций и вмещающих их пелагических осадков в этих двух океанах одинаковы по смыслу.

Сопоставим теперь содержания отдельных элементов в стяжениях и во вмещающих осадках (см. табл. 59 и 53) и вычислим (хотя бы только для тихоокеанских конкреций) коэффициент концентрации в них элементов. У разных элементов этот коэффициент неодинаков. У марганца он 32; у кобальта — 27,3; никеля — 20,7; меди — 10,5; молибдена — 8,78; свинца — 11,0; железа — 2,1; ванадия — 4,1; циркония — 3,9; титана — 1,43; хрома — 0,13; иттрия и лантана — 1,06; бария — 0,8; галлия — 0,5; скандия — 0,4.

Из этих цифр явствует, что, за исключением хрома, иттрия, лантана, бария, галлия, скандия, все остальные 11 элементов показывают явное и порой резкое повышение концентраций сравнительно со вмещающими породами. По интенсивности концентрирования эти элементы отчетливо

распределяются на две группы. Первая включает Mn, Co, Ni, Cu, Mo, Pb, коэффициенты концентрирования которых варьируют от 32 у марганца до 11,0 у свинца; вторая состоит из Fe, V, Zr, Ti, коэффициенты концентрирования которых колеблются от 4,3 до 1,43. Характерно, что в группу элементов, интенсивно стягивающихся в конкреции, входят как раз те, которые очень сильно концентрируются уже в седиментационном акте в результате интенсивно протекающего фракционирования взвесей или осадочной дифференциации (см. предыдущую главу).



Фиг. 63. Соотношения Mn и Fe в стяжениях
1 — Тихий океан; 2 — Атлантический океан; 3 — Индийский океан

Поскольку в диагенезе имеет место в общем достаточно интенсивное перераспределение многих элементов, естественно возникает вопрос: не существует ли при этом какой-либо корреляционной связи между движущимися элементами? И насколько отвечает она корреляции тех же элементов во вмещающих илах?

Для решения первого вопроса был построен ряд корреляционных диаграмм, изображенных на фиг. 63—67, а также вычислены коэффициенты корреляции и его квадратичные ошибки. Обнаружен ряд весьма интересных соотношений.

Прежде всего выявилась совершенно отчетливая обратная корреляция между Mn и Fe: с ростом содержаний марганца концентрации железа

Таблица 68

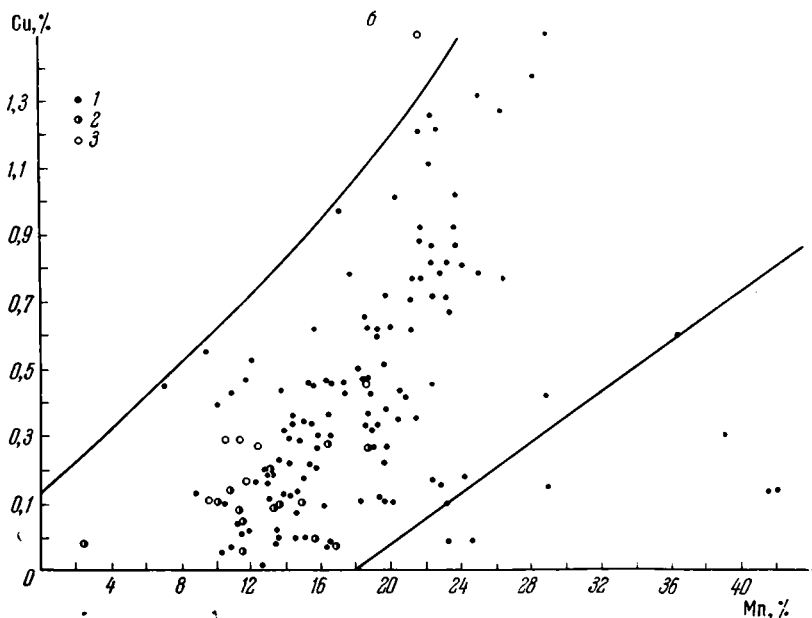
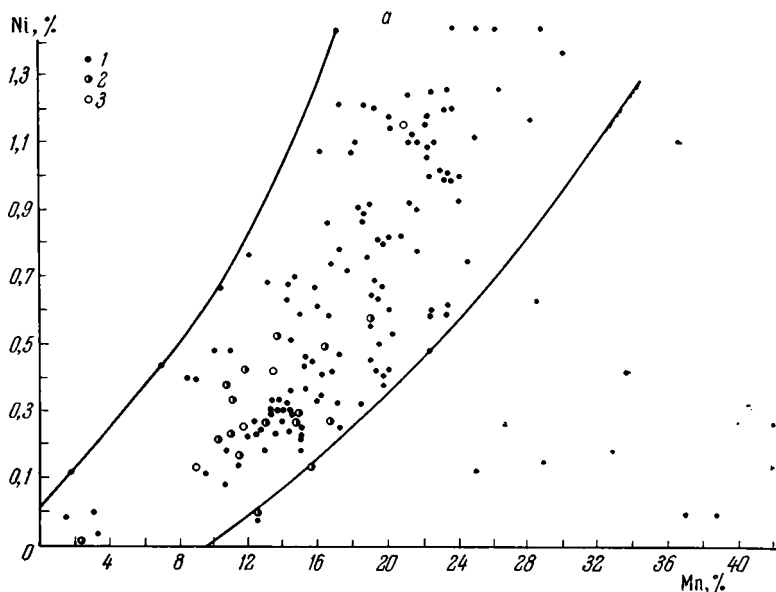
Коэффициенты корреляции микроэлементов

Коррелируемые элементы	Коэффициенты корреляции	Коррелируемые элементы	Коэффициенты корреляции	Коррелируемые элементы	Коэффициенты корреляции
Mn — Ni	+0,366	Fe — Ti	+0,261	Cu — Ni	+0,781
Mn — Cu	+0,344	Fe — Co	+0,118	Cu — Co	—0,114
Mn — Mo	+0,506	Fe — Pb	+0,337	Mo — Ni	+0,387
Mn — Zn	+0,190	Fe — Sr	+0,250	Mo — Cu	+0,324
				Mo — Co	+0,742
				Sr — Ba	+0,316
				Pb — Zn	—0,430

неуклонно падают (фиг. 63). Это видно как по расположению фигуративных точек частных анализов, группирующихся довольно кучно, с ограниченным разбросом и малым числом резко уклоняющихся величин, так и по кривой, построенной путем усреднения содержаний Fe по градациям марганца: 0—5, 5—10, 10—15% вплоть до самых высоких. Эта кривая весьма близка к прямой. Коэффициент корреляции оказался равным $-0,517$.

Малые элементы отчетливо распадаются на две группы (табл. 68).

Первая группа, состоящая из Ni, Cu, Mo и Zn, имеет явное тяготение к марганцу, положительные коэффициенты корреляции с ним и потому может быть названа марганцевой группой (фиг. 64, а, б, в, г). Вторая,



Фиг. 64. Соотношения Ni, Cu, Mo, Zn с марганцем

а — Mn — Ni;

б — Mn — Cu;

в — Mn — Mo;

г — Mn — Zn

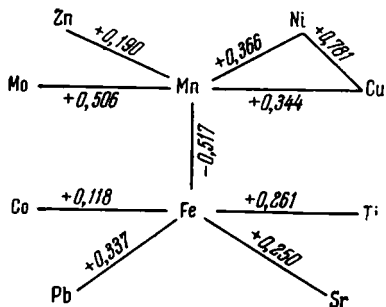
1 — Тихий океан;

2 — Атлантический океан;

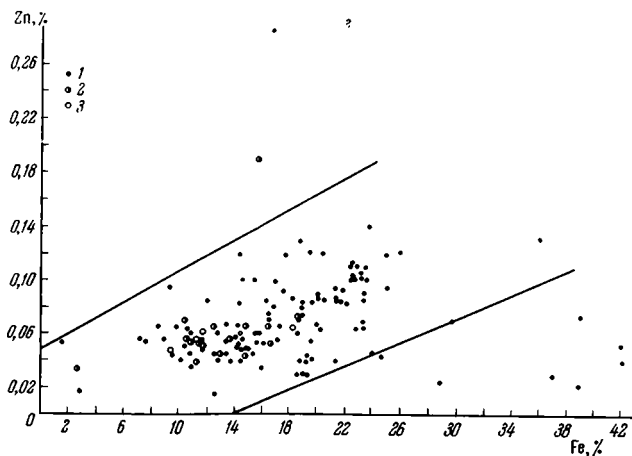
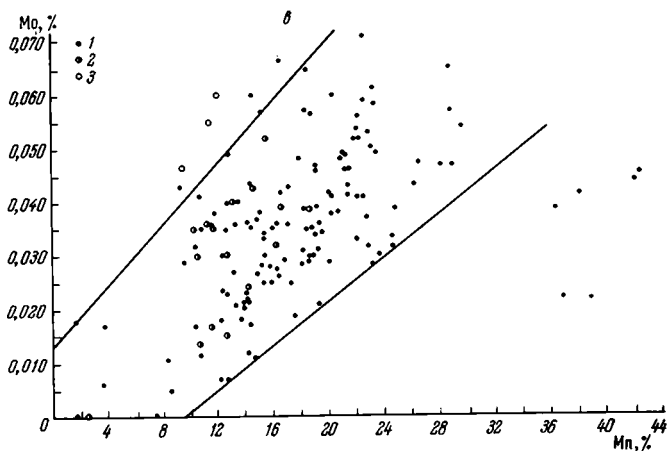
3 — Индийский океан

куда входят Ti, Co, Pb и Sr, тяготеет к железу и также имеет с ним положительные коэффициенты корреляции (фиг. 65, а, б, в, г).

Выражая графически все эти корреляционные связи между элементами в стяжениях, получаем следующую схему:



В этой схеме должны быть подчеркнуты три особенности. Прежде всего, небольшая величина коэффициентов корреляции, обычно меньшая 0,5,



Фиг. 65. Соотношения Ti, Co, Pb, Sr с железом

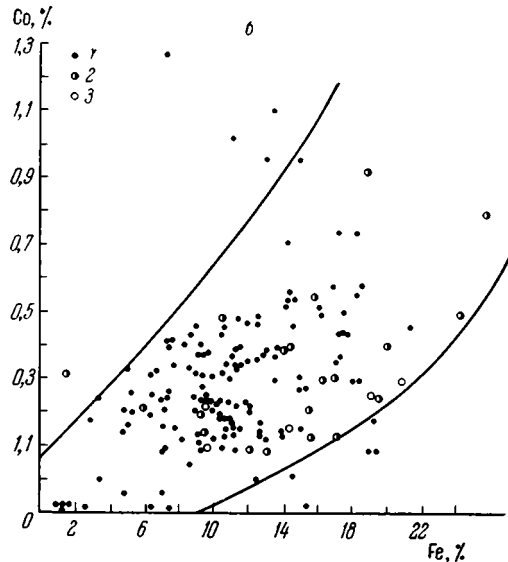
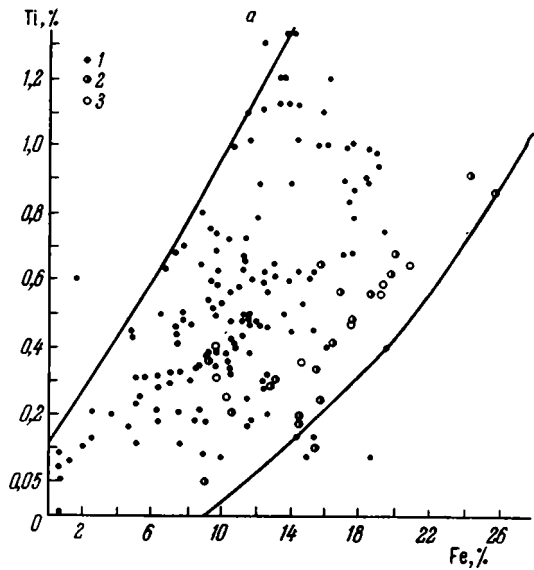
α — Fe—Ti; β — Fe—Co; ϵ — Fe—Pb;
 ζ — Fe—Sr; 1 — Тихий океан; 2 —
 Атлантический океан; 3 — Индийский
 океан

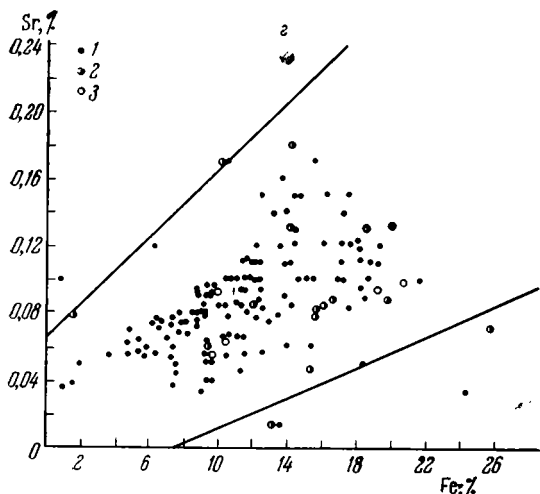
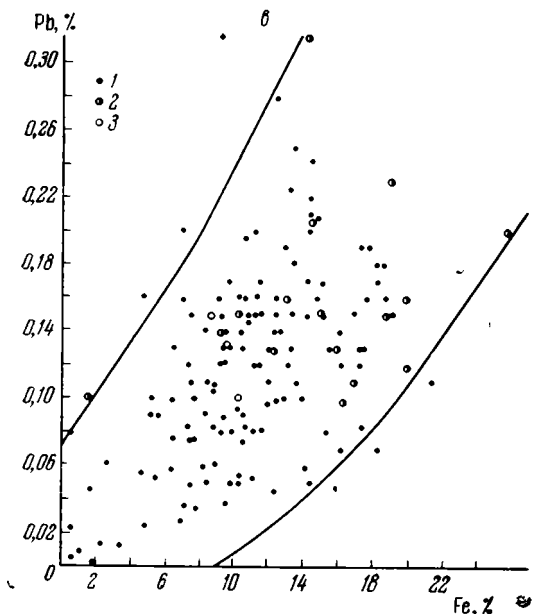
часто меньшая, чем 0,4. Это означает, что корреляция между элементами имеет общий и ограниченный характер; она намечается, скорее, в качестве общей тенденции, чем строгой математической закономерности. Во-вторых, корреляция внутри марганцовой группы имеет несколько более сильный характер сравнительно с корреляцией внутри группы железной (0,190—0,506 вместо 0,118—0,377). В-третьих, микроэлементы, входящие в каждую из групп, имеют между собой положительные связи, что наглядно видно в соотношениях Cu — Ni, Mo — Ni, Mo — Cu, тогда как элементы разных групп (марганцовой и железной) — большей частью отрицательную корреляцию, например Cu — Co = -0,114, Pb — Zn = -0,430; но встречаются и исключения (Mo — Co = +0,742). Таким образом, «отталкивание» марганцовой группы элементов от железной имеет не абсолютный, а относительный характер: некоторые элементы, напротив, связывают их.

Чрезвычайно интересно, что, хотя барий постоянно и в значительном количестве встречается в марганцовых стяжениях и считается характерным их компонентом, между Mn и Ba, как и между Ba и Fe, нет ясной позитивной корреляции (фиг. 66, а, б). Барий ведет себя в данном случае как «независимый» компонент. Еще более любопытно, что Ti коррелирует в стяжениях вовсе не с Al_2O_3 (фиг. 67), как это наблюдается в глинах, в бокситах, а с Fe, хотя коэффициент корреляции и невысокий (+0,261).

Сопоставим теперь коэффициенты корреляции в стяжениях и во вмещающих илах. Данные о последних сведены в табл. 69 (по Ландергрёну).

Как видим, соотношения между Mn и Fe во вмещающих илах радикально иные, чем в конкрециях: связь между ними не отрицательная, а отчетливо положительная; у одной половины колонок коэффициенты корреляции +0,45; +0,62, у другой +0,33; +0,24, и лишь в одном случае связь отрицательная. В конкрециях никель приурочен к марганцу, не проявляя корреляции с железом; во вмещающих илах он в одних





случаях отчетливо коррелирует с марганцем, в других — с железом. Кобальт в конкрециях не обнаруживает тяготения к марганцу, и только слабо взаимосвязан с железом; во вмещающих илах кобальт отчетливо тяготеет к марганцу, показывая гораздо меньшую корреляцию с железом.

Из этих немногочисленных пока сопоставлений отчетливо видно, что при диагенетическом перераспределении вещества и возникновении стяжений между элементами разрушаются прежние и возникают новые связи и соотношения. Марганец стремится обособиться от железа, образуя внутри стяжения особые аутигенные минералы, что находит отражение в перемене знака их корреляции. Микроэлементы также в известной степени меняют своих «хозяев»: никель уходит главным образом с марганцем, кобальт — с железом. К сожалению, ограниченный круг микроэлементов, определенных в работе Ландергрена, делает невозможными более широкие сопоставления. Однако и то, что можно было сопоставить, открывает принципиально новую сторону в процессе конкрециеобразования: возникновение

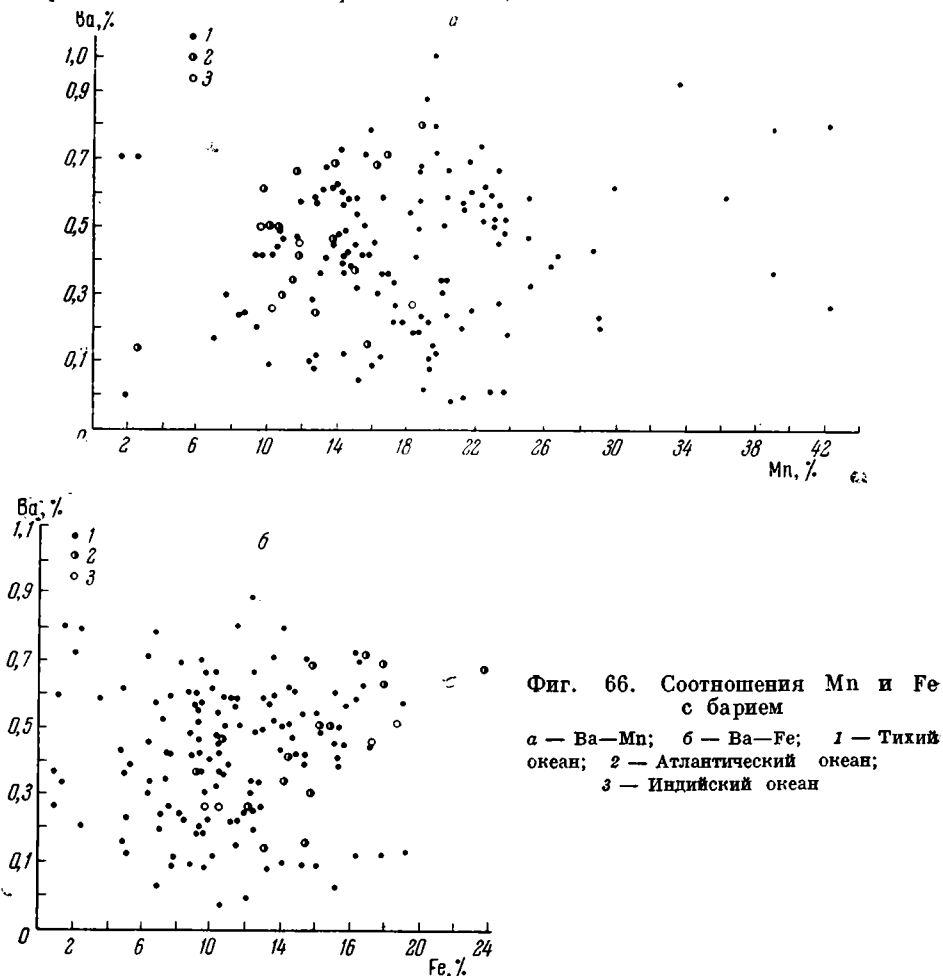
между перераспределяющимися элементами новых связей и соотношений. Типичное для вмещающих илов, становится в ряде случаев совершенно нетипичным для стяжений.

С такого рода явлением мы уже сталкивались. В оз. Пуннус-Ярви при низких содержаниях Fe и Mn в илах их корреляция была положительной, в собственно рудных стяжениях — отрицательной (см. фиг. 11). В Черном море в илах кларковые содержания элементов изменяются параллельно и коэффициент корреляции их здесь, несомненно, положительный; в железо-марганцевых стяжениях их соотношения обратны и коэффициент корреляции отрицательный. Еще ранее мною (Страхов, Бродская и др., 1954; Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959) было подчеркнуто, что при диагенетическом перераспределении в окислительной зоне Fe отделяется от марганца, а в восстановительной Fe отделяется от Ca. Пелагические илы океанов и их железо-марганцевые стяжения демонстрируют то же явление, но оно расширяется, обнаруживаясь

**Корреляция между элементами
(по Lander**

Элементы	Тихий океан						
	№ станции						
	69	70	71	72	73	77	85
Mn — Fe	+0,45	+0,51	+0,62	+0,51	+0,51	-0,12	+0,21
Mn — Ni	+0,52	+0,57	+0,59	-0,22	+0,69	+0,85	+0,22
Mn — Co	+0,63	0,0	+0,49	-0,16	+0,36	+0,60	+0,40
Fe — Ni	+0,33	0,0	+0,56	-0,22	+0,42	+0,10	+0,65
Fe — Co	+0,09	-0,53	+0,29	-0,47	+0,40	+0,09	+0,74
Mn — V	+0,53	+0,16	-0,08	+0,47	+0,10	+0,15	+0,11
Mn — Cr	+0,44	+0,27	-0,13	+0,17	+0,14	-0,38	+0,17
Ni — Co	+0,67	+0,32	+0,43	+0,66	+0,50	+0,63	+0,75

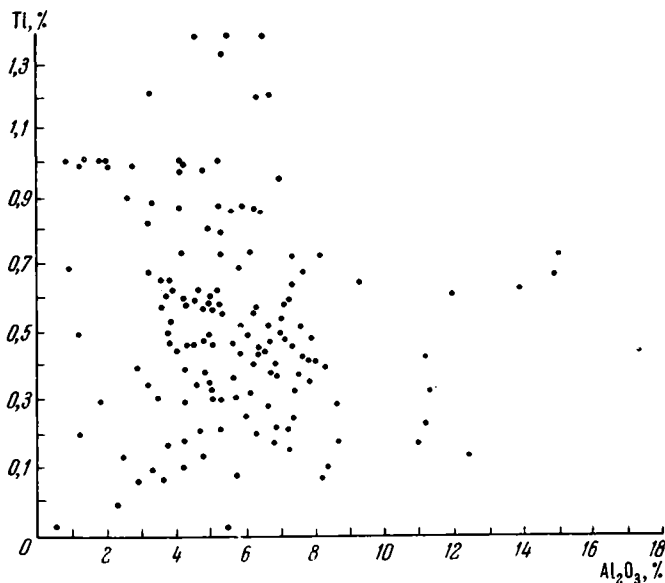
Примечание. Число образцов по каждой колонке см. на табл. 59.



в пелагических илах океанов
ген, 1964)

Индийский океан		Атлантический океан			
№ станции		№ станции			
137	149	250	238	258	263
+0,45	+0,09	+0,27	+0,52	+0,33	+0,24
+0,43	+0,94	+0,71	+0,36	+0,11	+0,38
+0,45	+0,34	+0,75	+0,24	+0,31	+0,40
+0,08	+0,33	+0,47	+0,55	+0,47	+0,40
+0,34	+0,73	+0,17	+0,28	+0,21	-0,02
+0,01	+0,15	+0,33	+0,17	0,0	+0,34
+0,06	+0,23	+0,18	+0,26	+0,09	+0,21
+0,20	+0,63	+0,59	+0,59	+0,61	+0,46

дополнительно еще на двух других элементах: никеле и кобальте в их соотношениях с Fe и Mn. Мне кажется, что расчеты коэффициентов корреляции элементов в илах и в располагающихся в них стяжениях



Фиг. 67. Соотношения Ti и Al_2O_3 (Тихий океан)

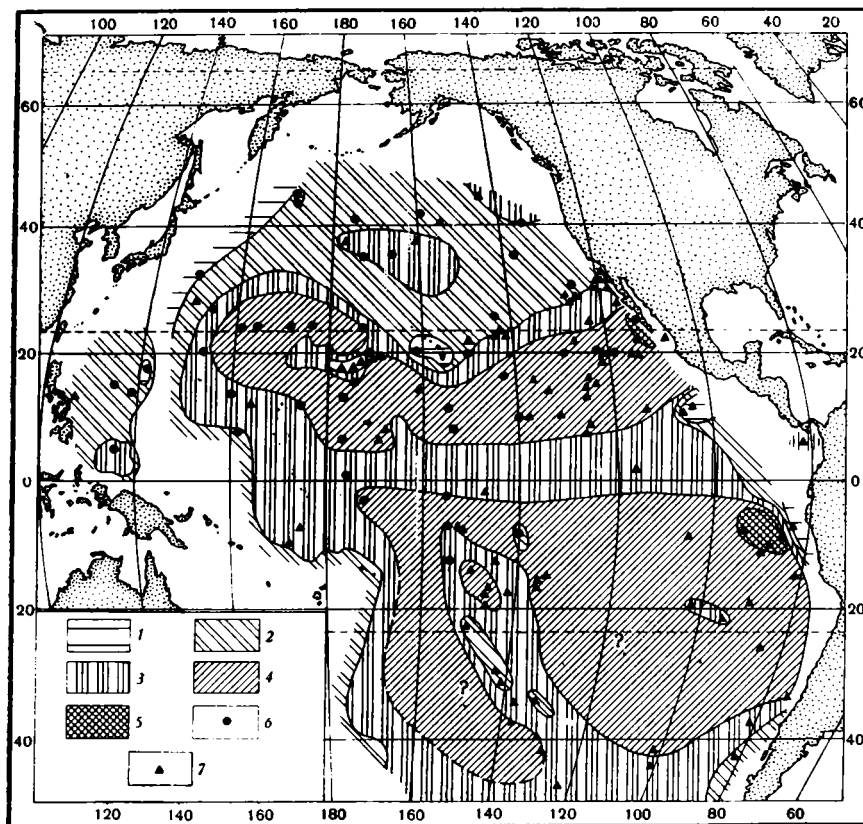
способны открыть еще много нового и интересного в тонкой механике диагенетических процессов. Для нас сейчас эти расчеты важны в том отношении, что полностью опровергают представление о железо-марганцевых стяжениях как о своеобразных седиментационных образованиях, вещество которых оседает непосредственно из наддонной воды, как это принимается некоторыми американскими исследователями (Goldberg, 1954).

Железо-марганцовые стяжения в пелагических илах океанов суть результат последующего диагенетического перераспределения вещества илов, и новые соотношения Mn и Fe, а также между последними и Co и Ni являются наглядным доказательством именно такой природы конкреций. Подчеркнем, что эти чисто геохимические показатели прекрасно согласуются с морфологией и текстурами стяжений, диагенетическое происхождение которых было совершенно очевидно еще Мерреку и Ренару, но, к сожалению, утратило ясность в представлениях некоторых более поздних исследователей.

6. Распределение элементов, входящих в состав железо-марганцовых конкреций, на площади Тихого океана

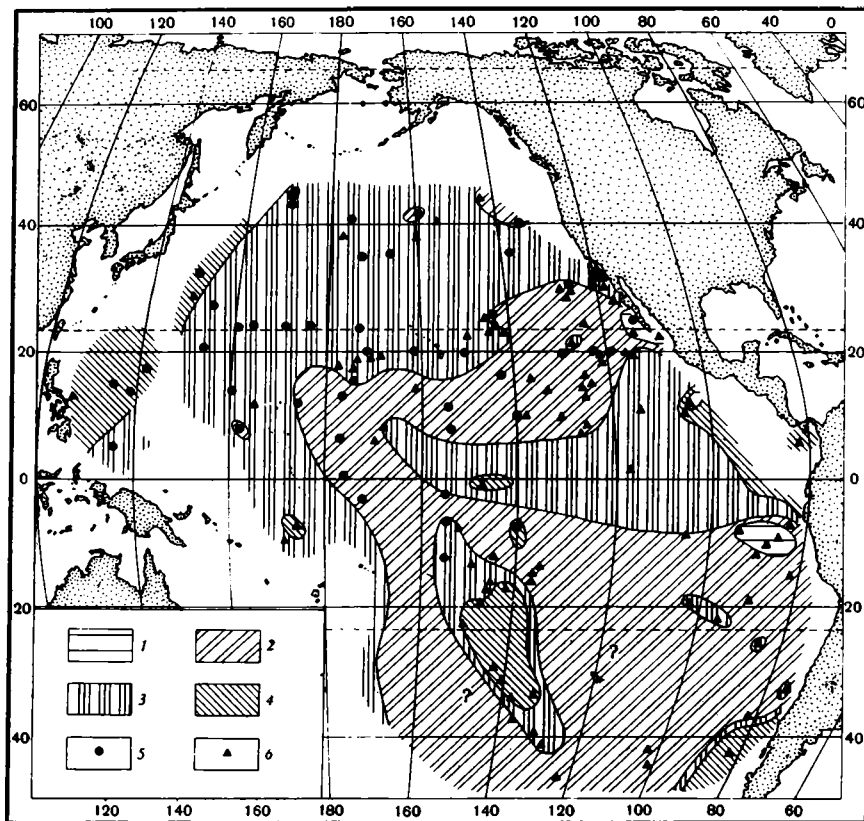
Знание корреляционных связей между элементами в конкрециях позволяет понять карты распределения этих элементов на площади Тихого океана, опубликованные Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко (1964).

Содержания марганца (фиг. 68) в тихоокеанских конкрециях явно возрастают от периферии к внутренним частям бассейна. По периферии то узкой, то широкой полосой повсеместно прослеживается градиация 10—15%; кое-где на северо-западе намечается даже еще более низкое содержание Mn (< 10%). В более внутренних частях океана широко развита градиация 15—20%, которая протягивается вдоль экваториаль-



Фиг. 68. Распределение марганца (в %) в тихоокеанских стяжениях (по Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко, 1964)

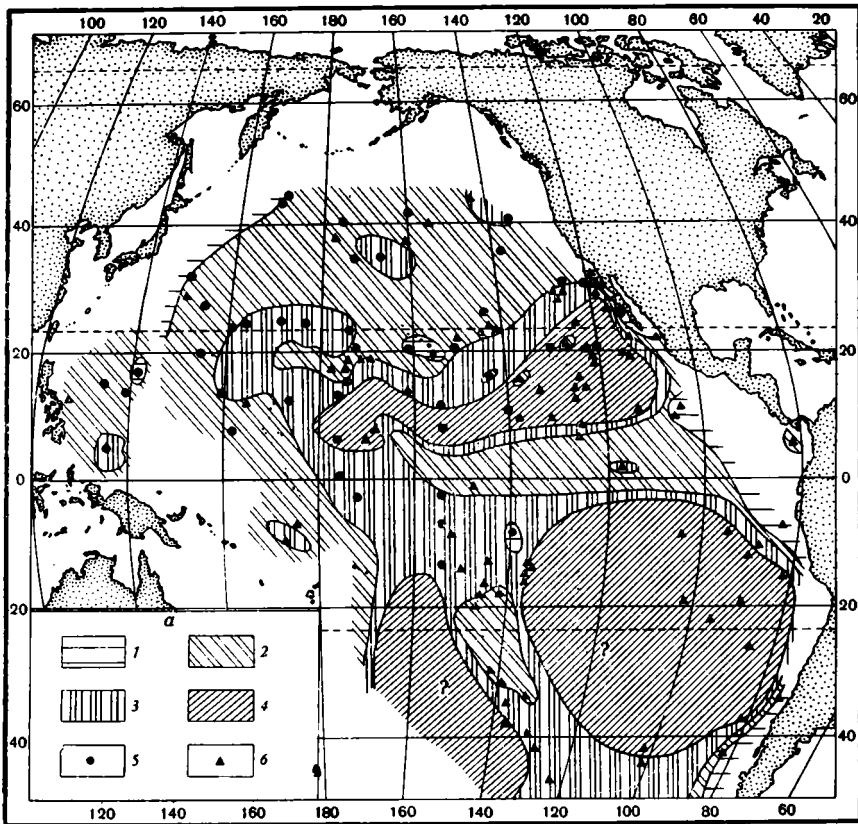
1 — < 10; 2 — 10—15; 3 — 15—20; 4 — 20—30; 5 — > 30. Станции, для которых выполнены определения Mn: 6 — э/с «Витязь», 7 — иностранных экспедиций



Фиг. 69. Распределение железа (в %) в тихоокеанских стяжениях (по Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко, 1964)

1 — < 5; 2 — 5—10; 3—10—15; 4 — > 15. Станции, для которых выполнены определения Fe: 5 — а/с «Витязь»; 6 — иностранных экспедиций

ной зоны и почти всей западной части океана. На юге, вблизи Антарктики, она образует сплошную широтную полосу, от которой отделяется крупная ветвь в северном направлении, доходящая почти до экватора. На севере относительно узкая и извилистая широтная полоса этой градации тянется вдоль 18—23° с. ш.; кроме того, она образует крупное пятно в центре северной половины океана несколько южнее 40° с. ш. Но, пожалуй, еще ббльшую площадь занимает градация 20—30% Мп. В северном полушарии она располагается извилистой широкой зоной между широтами 5—20°, в южном — образует огромное пятно к западу от Южной Америки и широкую полосу в западной части океана, соединяющуюся с указанным пятном вблизи экватора между 170—140° з. д. В пределах градации 20—30%, а также и предыдущих градаций более высокие содержания локализованы преимущественно в восточной (и юго-восточной) части океана. Здесь же в очень ограниченном ареале к югу от Галапагосских островов и вдоль Калифорнийского побережья встречены конкреции с содержанием марганца свыше 30% («Витязь», ст. 4265; «Альбатрос», ст. 4711, 4658, 4660). В общем же в распределении конкреционного марганца в северном полушарии совершенно отчетливо намечается широтная зональность с локализацией наибольших содержаний марганца вблизи экватора, грубо параллельно ему; в южном полушарии наряду с широтной зональностью проступает и долготная. Максимальные содержания конкреционного марганца и здесь тяготеют к тропической и суб-

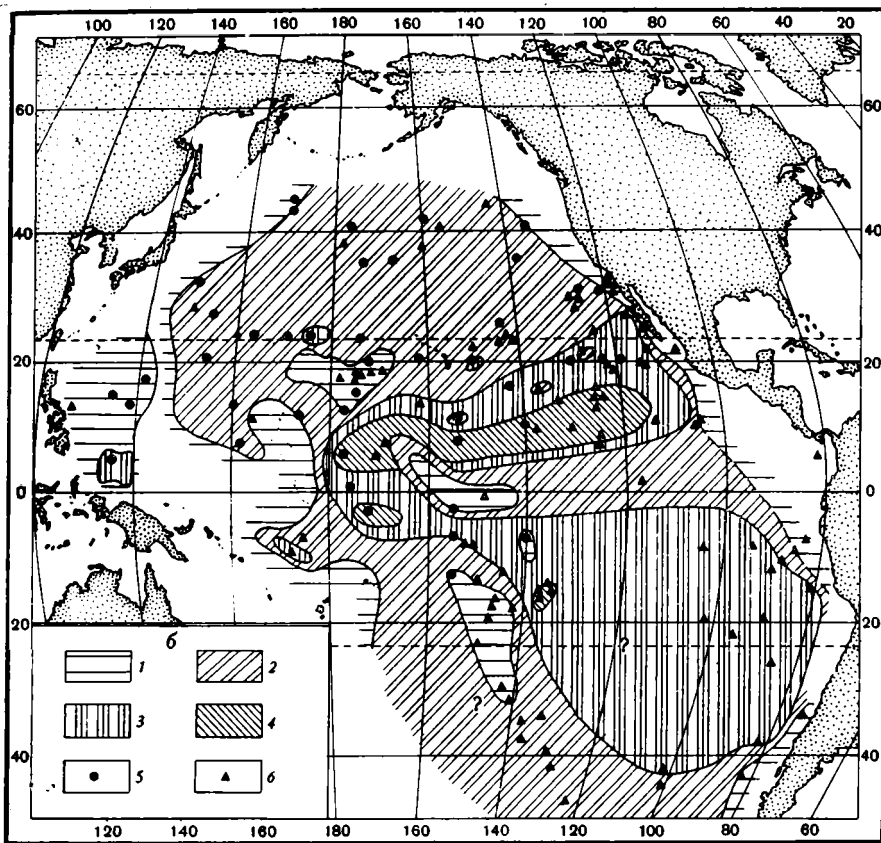


Фиг. 70. Распределение никеля и меди (в %) в тихоокеанских стяжениях (по а — Ni; б — Cu; 1 — < 0,2; 2 — 0,2—0,5; 3—0,5—1,0; 4 — > 1,0. Станции, для которых

тропической зонам. В этом смысле распределение конкреционного марганца в основе повторяет принципиальные особенности распределения марганца, рассеянного в илах (см. часть первую, главу III).

Распределение железа в тихоокеанской зоне следует схеме, почти противоположной распределению марганца (фиг. 69). По периферии океана содержания железа превосходят 15%. Полоса этой градации отчетливо протягивается на северо-западе от 7 до 40° с. ш., на востоке — между 17° с. ш. и 5° ю. ш., на юго-востоке — от 35 до 50° ю. ш. В глубь океана она сменяется градацией 10—15% Fe, которая сильно развита во всей западной части северного полушария и уходит здесь и в южное полушарие. На востоке океана эта градация располагается огромным клином в экваториальной зоне. Градация 5—10% Fe занимает центральные части океана; на севере она развита относительно слабо, причем имеет здесь явно выраженное широтное простирание. В южном полушарии эта градация занимает огромную площадь, в западной части которой расположено вытянутое в юго-восточном направлении пятно более высоких содержаний Fe (10—15 и > 15%).

Сопоставляя карты распределения Fe и Mn в стяжениях, нетрудно видеть, что в общем они взаимнопротивоположны и во многих местах соотносятся как негатив и позитив. Наиболее ярко это выражено в южном полушарии, где самые высокие содержания Mn точно отвечают самым низким содержаниям Fe. В экваториальной части клин средних содер-

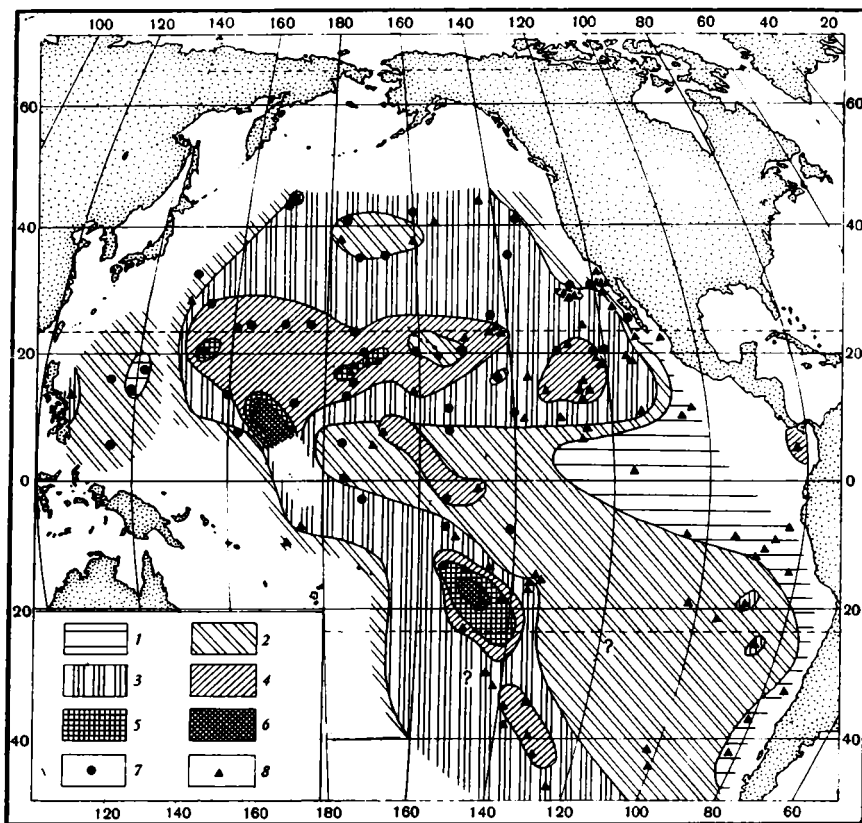


Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко, 1964)

выполнены определения Ni и Cu: 5 — в/с «Витязь»; 6 — иностранных экспедиций

жаний Fe довольно близок к полосе средней градации Mn. В северном полушарии субтропический максимум Mn в значительной мере соответствует полосе минимальных содержаний железа, но здесь намечаются и расхождения, хорошо видные при сравнении карт. Периферическим минимальным содержаниям конкреционного Mn отвечают полосы максимальных содержаний Fe. Здесь развиты преимущественно железистые и марганцово-железистые конкреции с марганцовым модулем 0,33—0,25. Так, в конкрециях Филиппинской котловины железа содержится 18,4—19,4%, вдоль побережья Южной и Центральной Америки — 15—19,4%. В общем же, хотя карты распределения Fe и Mn в конкрециях взаимнообратны, эти соотношения не абсолютно строгие и допускают отклонения. Учитывая, что коэффициент корреляции между Mn и Fe равен $-0,517$, наличие отклонений от строгого соответствия неизбежно.

Микроэлементы Ni, Cu, Mo, Zn коррелятивно связаны с марганцем, поэтому следует ожидать, что и карты их распределения будут более или менее сходны с картой распределения марганца. При этом сходство карт микроэлемента с картой «элемента-хозяина» должно быть тем значительней, чем больше их коэффициент корреляции. Карты, изображенные на фиг. 70, а, б, подтверждают эти предположения. Сходство схем распределения никеля и меди со схемой размещения марганца настолько ясно, что едва ли требует специальных объяснений. Еще значительней оно у молибдена. В распределении цинка с его низким коэффициентом



Фиг. 71. Распределение кобальта (в %) в тихоокеанских стяжениях (по Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко, 1964)

1 — < 0,1; 2—0,1—0,2; 3—0,2—0,3; 4 — 0,3—0,5; 5—0,5—1,0; 6 — > 0,1. Станции, для которых выполнены определения Co: 7 — э/с «Витязь», 8 — иностранных экспедиций

корреляции (+0,190) отличия от распределения марганца выражены уже достаточно отчетливо, особенно в северном полушарии.

Поскольку коэффициенты корреляции в группе железа уступают коэффициентам в группе марганца, можно ожидать, что сходства карт распределения Pb, Ti и других элементов с картой железа будут менее отчетливыми, чем в картах микроэлементов марганцевой группы. Только титан размещается в конкрециях еще по схеме, ясно напоминающей схему распределения Fe. У всех остальных больше выступают различия, чем сходства. У кобальта, например, характерной особенностью распределения является локализация его максимальных концентраций в центральных приостровных областях океана и уменьшение содержания в крайних периферических частях пелагиали (фиг. 71). Вместе с тем намечается большая концентрация Co, как и Fe, в северном полушарии по сравнению с южным. Распределение Pb сходно с распределением Co.

На основе сказанного констатируем, что коэффициенты корреляции элементов являются показателем, позволяющим в значительной мере предвидеть сходство распределения на площади одних элементов, различия — других. Чем выше коэффициент корреляции, тем больше сходство в площадном распределении элементов. При коэффициенте $> 0,35$ карты размещения элементов довольно близко напоминают друг друга. Однако когда коэффициент корреляции становится меньше 0,25, сходство карт быстро утрачивается.

7. Скорость формирования железо-марганцовых конкреций

Вопрос о скорости формирования железо-марганцовых стяжений интересовал уже Меррея и Ренара (Murray, Renard, 1891). Этим выдающимся натуралистам принадлежат чрезвычайно любопытные мысли, которые стоит воспроизвести здесь целиком.

Они были убеждены, что океанические стяжения образуются весьма медленно, и привели в подтверждение этого ряд аргументов.

«Среди доказательств медленного роста марганцовых конкреций могут быть указаны следующие.

1. Организмы, которые во многих случаях покрывают конкреции, продолжают жить даже тогда, когда имеет место отложение вещества на конкрециях. Это указывает, очевидно, что при обычном ходе процесса только ничтожные количества вещества успевают отложиться за период жизни животных.

2. Все пелагические осадки, в которых конкреции находятся в больших количествах, должны нарастать гораздо медленнее терригенных; у тех же пелагических отложений, у которых, как у красных глин, известковые организмы целиком удалены растворением, скорость отложения должна быть исключительно низкой.

3. Высокая степень изменений обломков основных и других вулканических стекол доказывает, что они должны лежать долгое время на поверхности осадка, доступной действию морской воды.

4. Большое количество зубов акул, слуховых косточек китов, кристаллов филлипсита, космических шариков в тех областях, где конкреции обильны, также указывает на малую скорость седиментации, так как *à priori* единственной разумной причиной усиленного накопления органических остатков является меньшее поступление разбавляющего инородного материала. Тот факт, что одни зубы акул сейчас покрыты толстым слоем марганцовых соединений, в то время как другие, рядом лежащие, имеют только слабое покрытие или лишены его совсем, доказывает, что первые лежали на дне гораздо больше других и в интервале времени между их появлением на дне осадок прирастал очень медленно.

5. Мы должны указать, что конкреции встречаются иногда в глобериновом илу, как, например, на ст. 297, но здесь они не сопровождаются в драгировочных и траловых образцах ни зубами акул, ни слуховыми косточками китов, ни цеолитами, ни космическими шариками, очевидно, в силу быстрой аккумуляции, вызываемой поступлением раковин фораминифер. В этом и других осадках имеется, однако, много измененного базальтического стекла, указывающего на близость подводных извержений» (Murray, Renard, 1891, стр. 378).

После открытия радиоактивности и установления возможности использования ее для определения абсолютного возраста или времени роста конкреций предпринимались неоднократные попытки решить проблему таким путем.

Первые же результаты (Pettersen, 1943; Goldberg, Koide, 1962) оказались довольно интересными и обещающими. Однако с течением времени и с применением все новых приемов (радиевый метод, иониевый метод, метод отношения Jo/Th) данные стали расходиться все больше и картина запутывалась все сильнее.

Чрезвычайно поучительные результаты были получены в последнее время Е. И. Ефимовой (1964), проводившей обширное исследование радиоактивности и возраста железо-марганцовых конкреций из разных водоемов, в том числе и Тихого океана.

Наиболее интересны для нас следующие ее выводы.

1. «Радиоактивные элементы: уран, ионий, радий и торий попадают в конкреции в результате адсорбции их из морской воды на коллоидных

частицах гидроокисей марганца и железа, а также на мельчайших глинистых частицах».

2. «Найденные содержания радиоактивных элементов (урана, иония, радия, тория) (в стяжениях. — Н. С.) большей частью значительно превышают содержания этих элементов в других донных отложениях океанов и морей».

3. «Установлено резкое смещение радиоактивного равновесия между ураном, ионием и радием как в отдельных конкрециях, так и в выделенных слоях. Величина отношения Ra/U, Jo/U даже во внутренних слоях конкреций в большинстве случаев существенно превышает равновесные значения».

4. «Во внутренних слоях расчлененных конкреций из океанов и во всех слоях «корки» ст. 3787 величина отношения Ra/Jo лежит ниже равновесного значения».

5. «Установленные соотношения между радиоактивными элементами... исключают возможность принятия за достоверный вычисленный возраст у большинства изученных конкреций» (Ефимова, 1964, стр. 26, 27).

Насколько противоречивы полученные оценки, можно видеть из табл. 70.

Таблица 70

Время роста железо-марганцовых конкреций Тихого и Индийского океанов
(по Е. И. Ефимовой, 1964)

№ станции	Слой, см	Радиевый метод		Иониевый метод		Метод Jo/Th	
		Время роста конкреции, лет	Скорость роста конкреции, мм в 1000 лет	Время роста конкреции, лет	Скорость роста конкреции, мм в 1000 лет	Время роста конкреции, лет	Скорость роста конкреции, мм в 1000 лет
Тихий океан							
3996, конкреция 1	1—2	2200	1,6	Во всех слоях содержание иония практически постоянно			
	2—3	2900	1,2				
	1—3	5100	1,4				
3996, конкреция 2	1—2	5200	0,6	110300	0,03	125500	0,03
	2—3	2700	1,1	77300	0,04	97100	0,03
	1—3	7900	0,8	187600	0,03	222600	0,03
4090	1—2	3400	1,0	120000	0,03	95500	0,03
	2—3	2200	1,2	35300	0,08	31600	0,09
	1—3	5600	1,1	155300	0,04	127100	0,05
4191	1—2	4100	1,0	43500	0,09	44400	0,09
	2—3	1400	1,8	90800	0,03	91000	0,02
	1—3	5500	1,1	134300	0,05	135400	0,04
3787, «корки»	1—3	3600	2,7	147000	0,06	Расчеты не произведены, так как отсутствует понижение величины отношения Jo/Th от внешнего слоя к внутренним	
	3—4	500	11,4	52900	0,11		
	4—5	800	26,5	49900	0,42		
	5—6	1100	19,3	85900	0,24		
	1—6	6000	9,2	335700	0,16		
Индийский океан							
247	1—2	3000	2,3	Расчеты не произведены, так как во всех слоях содержание иония практически постоянно			
	2—3	1200	7,7				
	1—3	4200	4,2				

Таким образом, в настоящее время мы должны, по-видимому, отказаться от абсолютных оценок скорости конкрециеобразования в океанах и ограничиться, вслед за Мерреем и Ренаром, только констатацией большой медленности этого процесса.

8. Источники вещества и механизм формирования пелагических железо-марганцевых конкреций

Первая генетическая концепция была предложена Мерреем и Ренаром. Она базировалась на их представлениях относительно образования океанических пелагических отложений вообще и потому отличалась большой внутренней цельностью и логичностью.

«Глины морских отложений, — пишут авторы, — с точки зрения их происхождения могут быть разделены на две группы (varieties): первую, в которой глинистый материал был перенесен главным образом реками с поверхности континентов, и вторую, в которой он был образован в основном *in situ* путем разложения пород и минералов, рассеянных на поверхности океанического дна. Первая группа отвечает глинистому материалу во всех терригенных отложениях, возникших поблизости от континентов, в то время как вторая соответствует, вообще говоря, глинистому материалу во всех настоящих пелагических отложениях, возникших в более центральных частях больших океанических бассейнов. Как будет дальше показано, не может быть резкой границы (separation) между этими двумя группами глины в глубоководных отложениях, так как глина, внесенная с земной поверхности, может до некоторой степени участвовать в образовании океанических осадков далеко от берегов. Но все же... количество таким путем перенесенного материала должно быть очень малым, ибо в противном случае он должен был бы маскировать ничтожные обломки пемзы или органические остатки, которые образуют столь большую часть (пелагических. — Н. С.) осадков.

...Мы показали, что почти все обломки пород и минералы (в осадке) разложены или находятся в процессе разложения и что почти все они содержат закись железа и марганца в соединении с кремневой кислотой, например в авгитах, роговых обманках, магнетите и легко разлагаемых вулканических стеклах. Известно, кроме того, что морская вода содержит свободную и полусвязанную углекислоту, доставляемую разложением органического вещества или увеличивающуюся в некоторых случаях за счет газовых эманаций подводных вулканических центров. Все условия здесь благоприятствуют образованию марганцевых желваков. В пластическом материале слизеподобного ила или глины мы имеем модель (picture) реакций, которые имеют место. Обломки пород и минералов дают карбонаты щелочей и щелочных земель, которые переходят в раствор вместе с карбонатами закиси железа и марганца. Карбонаты закисей затем разлагаются, сорбируя кислород, растворенный в морской воде; соединяясь с ним, они осаждаются как полоторная окись железа и перекись марганца в глине или илу, в то время как глина и осажденный кремнезем представляют нерастворимую часть первичного материала. Слизеподобную (оозу) поверхность осадка и непосредственно покрывающую их воду по многим признакам нужно рассматривать как место этих реакций.

В какой бы точке поверхности осадка ни была образована и осаждена частица перекиси марганца, она будет постепенно притягивать к себе весь растворенный марганец из соседних участков. Хорошо известно, что высшие окислы железа и марганца в большой мере обладают способностью приобретать желваковую или конкреционную форму. Особенно проявляют они это конкреционное или дендритовидное расположение, когда они сформированы в жидкой или пластичной среде, подобной глубоковод-

ным осадкам. В такой пластичной среде осаждение начинается обычно вокруг какого-либо твердого тела; первый возникший осадок начинает аттрактивное молекулярное действие, собирая вокруг себя вещество той же самой природы, растворенное в прилежащих к осадку слоях воды. Так возникли желваки в глинах геологических формаций, в частности конкреции карбоната железа в сланцах и септариевые стяжения в глинах.

В глубоком море точками притяжения были зубы акул, слуховые косточки китовых, губки, обломки вулканических пород. Конкреционные слои соединений марганца и железа отлагались вокруг этих центров в виде хорошо обозначенных слоев разной степени чистоты. Нет никаких оснований считать, что, подобно сферосидеритам, глубоководные конкреции отложились в карбонатной форме и потом были превращены в окислы путем псевдоморфизма; с нашей точки зрения, окислы были образованы из растворов одновременно с отложением вещества.

Так как конкреционные тела по необходимости должны в процессе формирования захватывать окружающее глинистое вещество, содержащее многочисленные органические и неорганические частицы, очевидно, что все эти компоненты оказались включенными в тело растущих конкреций. Инородный материал, механически захваченный во время роста стяжений, образовал здесь зоны более светлого цвета, чередующиеся с более темными, где накопления марганца чище и компактнее.

Из изучения зональной структуры конкреций стало очевидным, что отложение марганца в одни периоды было более быстрым и обильным, чем в другие. Дендритовое расположение марганцовых соединений, прободающих землистые зоны, ...так же как и вид конкреций, лишенных марганца растворением в HCl, показывают, однако, что отложение марганца в течение всего времени формирования желваков было непрерывным.

Вариации в обилии марганца, отложенного в разные времена, могут быть объяснены неодинаковым количеством CO₂ в морской воде либо новым поступлением вулканического материала. Все указывает, что рост конкреций был исключительно медленным и что в процессе их формирования химические условия в (иловом) растворе изменялись. Эманация CO₂ из подводных вулканических областей могла сильно варьировать, так как известно, что такие вариации имеют место у наземных вулканов, сообразно стадиям вулканического процесса и расстоянию от центра извержения, и в водах глубокого моря «Challenger» находил большой избыток CO₂» (Murray, Renard, 1891, стр. 374—376).

Изменения вулканических продуктов на дне глубокого моря и формирование конкреций — это как бы две стороны единого процесса. «Конкреции являются некоторым образом дополнительным процессом к формированию пелагических глин» (там же, стр. 377).

Несколько раньше, в 1878 г., Гюмбелем опубликована другая гипотеза формирования океанических стяжений, заключающаяся в том, что источником вещества для них служат гидротермы подводных вулканов. В детали формирования стяжений Гюмбель не вдавался.

Таким образом, с самого начала изучения океанических стяжений исследователи трактовали их как образования, связанные так или иначе с воздействием вулканизма на седиментационный процесс. По представлениям Меррея и Ренара, вулканизм действовал как поставщик твердой фазы — пеплов, лапилли, пемзы, подводное выветривание которых давало материал для формирования стяжений. Гюмбель считал, что вещество, необходимое для конкреций, поставлялось прямо в растворе — гидротермами.

За последние 10—15 лет появилось много работ по железо-марганцовым стяжениям, но когда речь заходила об их генезисе, авторы почти

неизменно примыкали либо к первому (Петтерсон), либо ко второму варианту вулканогенной гипотезы (Wedepohl, 1960). Иногда в работах (Bonatti, Nayudu, 1965) как бы просачивалось признание важности терригенного источника марганца, но его роль ограничивалась лишь поставкой марганца в пелагические илы; конкреции же возникали за счет вулканического материала. Доказывалось это почти постоянной ассоциацией накоплений марганца с пепловым или пемзовым материалом, либо с лапилли и бомбами.

Нет необходимости входить здесь в анализ всех вариантов вулканогенной гипотезы. Ограничусь указанием основного принципиального дефекта, присущего всем им. Они созданы без учета основных закономерностей осадочного геохимического процесса, в частности без учета связи размеров водоемов с накоплением в их пелагических осадках микроэлементов, а также специфики диагенетического перераспределения элементов.

В предыдущей главе было показано, что по самым разным признакам — геохимическим, минералогическим, картографическим — пелагические глинистые илы океанов не могут рассматриваться в качестве продуктов разложения *in situ* вулканогенного материала. Это в основном терригенные накопления, подобные шельфовым, но только гораздо более тонкозернистые. Пирокластический (и гидротермальный) материал входит в них в качестве второстепенного ингредиента и только локально, вблизи вулканических островов, обогащает их сильно, вплоть до перехода в вулканические илы.

Такая природа пелагических океанских илов позволяет и железомарганцовые стяжения трактовать в основном как образования, обязанные выносу терригенного материала и только локально — веществу вулканогенному, генезис же их представлять себе следующим образом.

Формирование стяжений проходит через две стадии: седиментационную и диагенетическую.

В седиментационную стадию обычный, сносимый в океан материал подвергается фракционированию, или осадочной дифференциации, сильно проявляющейся как раз в условиях огромных океанических бассейнов, в результате чего наиболее подвижные из совокупности поступивших компонентов загоняются в пелагические области океанов и накапливаются здесь в повышенных содержаниях (Mn, Ni, Co, Cu, Mo и др.).

В диагенезе эти подвижные компоненты, перераспределяясь, создают уже железомарганцовые конкреции с их удивительно высокими содержаниями многих малых элементов. Диагенетическая стадия, стало быть, продолжает и дополнительно усиливает эффект стадии седиментационной.

В настоящее время можно с некоторым приближением оценить роль каждой из указанных стадий в формировании океанических стяжений.

В левой половине табл. 71 указано накопление элементов в пелагических илах относительно мелководных. Из предыдущего следует, что это обогащение должно рассматриваться в качестве седиментационного и являться мерилем интенсивности процессов фракционирования (или осадочной дифференциации) материала еще в водной массе океанов, в ходе транспортировки веществ. В правой половине показаны коэффициенты концентрирования элементов, входящих в стяжения, относительно их содержаний во вмещающих илах; они являются выражением роли диагенетического перераспределения веществ в формировании стяжений.

Сопоставляя обе колонки цифр, нетрудно видеть, что роль диагенеза в целом, т. е. беря всю совокупность элементов, лишь несколько больше роли фракционирования вещества на стадии седиментогенеза. Об этом говорит как сравнение коэффициентов концентрации отдельных элементов, так и сопоставление средних их величин для всей совокупности учетных ингредиентов. Для стадии седиментогенеза средняя величина

Ход концентрирования элементов в пелагических илах и конкрециях

Элемент	В мелководных илах	Концентрирование в пелагических илах в седиментогенезе	Концентрирование в стяжениях в диагенезе		Элемент	В мелководных илах	Концентрирование в пелагических илах в седиментогенезе	Концентрирование в стяжениях в диагенезе	
			относительно пелагических илов	относительно мелководных илов				относительно пелагических илов	относительно мелководных илов
С марганцем					V ?	1	1	4,1	4,1
Mn	1	8	32	256	Zr ?	1	1	3,9	3,9
Mo	1	46	8,78	404	Ti	1	1	1,43	1,43
Ni	1	6	20,7	124	Cr ?	1	0,78	1,25	1 ?
Cu	1	8,3	10,5	87,1	Н и с Mn, ни с Fe				
Zn	1	2	3,5	7,0	Ba	1	5,3	0,8 (?)	4,2 (?)
С железом					Y	1	5,5	1,06	5,8
Fe	1	1,7	2,1	2,45	Sc	1	2	0,4	0,8
Co	1	7	27,3	191	La	1	1,7	1,06	1,8
Pb	1	5,5	11,0	60,5	Среднее				
Sr	1	1	4,3	4,3			6,1	8,0	

Примечание. V, Cr, Zr включены во вторую группу условно.

концентрирования выражается цифрой 6,1, для диагенеза — 8,0. Но поведение разных элементов на обеих стадиях неодинаково.

Mn, Mo, Ni, Co, Cu, Zn, Fe, Pb концентрируются как в ходе седиментогенеза, так и в диагенезе, что приводит к обогащению конкреций этими элементами в десятки и сотни раз больше по сравнению с теми их содержаниями, какие свойственны мелководным илам. Ba, Y, Sc, La концентрируются главным образом в седиментогенезе и практически неподвижны в диагенезе. Ti, V, Cr, Zr, напротив, не испытывают концентрирования в седиментационном акте, но начинают проявлять подвижность в диагенезе. При этом Mo, Ni, Cu, Zn идут, несомненно, за марганцем; Co, Pb, Sr, Ti — за железом; отнесение в эту группу V, Zr, Cr принято по аналогии с их поведением в древних марганцевых рудах.

Говоря о сложном и длительном двухстадийном формировании железо-марганцевых стяжений в океанах, следует подчеркнуть две особенности, отличающие их генезис от формирования стяжений в озерах и морях. Осадочный материал, поступающий из рек в океаны, характеризуется обычными кларковыми содержаниями элементов. Стало быть, обогащение пелагических осадков рядом микроэлементов возникает как продолжение начавшегося на водосборах кларкового процесса, видоизмененного в данном случае интенсивным фракционированием компонентов; именно последним признаком океанская седиментация и отличается от осадконакопления в малых внутриконтинентальных и краевых морях. Поступление вулканического материала может локально усилить эффективность осадочной дифференциации терригенного вноса, но не создает в целом обогащенности пелагических отложений микроэлементами.

Своеобразно протекает в океанах и диагенетическое перераспределение материала с образованием конкреций. В озерах и морях, описанных в главах I и II (часть первая), в основе перераспределения лежала редукция Fe и Mn органическим веществом и их миграция вверх в окисленную зону. В океанах этот процесс активен лишь в периферической зоне, где окислительная пленка маломощна, а ниже лежат серые восстановитель-

ные илы со значительным содержанием свежего органического вещества. Эта зона на карте (см. фиг. 60) располагается между берегом и штриховой линией, указывающей начало быстрого роста окислительной зоны, сопровождаемого уходом зоны восстановительной на недоступную для трупобок глубину. В красных илах пелагической области океанов содержание $C_{орг}$ крайне низко (0,1—0,3%), причем органическое вещество, пройдя через 5—6-километровую толщу воды, становится весьма стойким, инертным. Оно не оказывает уже сколько-нибудь заметного редуцирующего воздействия ни на Fe, ни на Mn. Механизм перераспределения этих элементов и их спутников, действующий в озерах, внутриконтинентальных и краевых морях, в пелагической зоне океанов перестает функционировать. Он заменяется чисто неорганическими коллоидно-химическими процессами собирательной кристаллизации элементов около некоторого числа точек.!

В связи с этим возникает несколько вопросов. Прежде всего, как объяснить то обстоятельство, что подавляющее большинство стяжений располагается на осадке или в самой верхней его зоне, уходя верхней своей частью в наддонную воду и только нижней погружаясь в ил? Как сформировались более глубокие горизонты конкреций в красной глине и рассеянные желваки между горизонтами? Почему низки коэффициенты корреляции между марганцем и сопровождающими его элементами? Почему они еще ниже в группе железа?

Меро (Меро, 1965) и Менард (Menard, 1960) объясняют локализацию стяжений на поверхности ила деятельностью илоедов, которые, перемещаясь в илу в поисках пищи, выталкивают вверх встречающиеся на их пути стяжения. Мне представляется, однако, этот механизм совершенно фантастическим. Трудно представить себе, чтобы илоеды могли выталкивать вверх конкреции длиной 5—7 см, особенно же крупные плоские глыбы. Кроме того, морфология нижней, погруженной в ил части конкреций с большой толщиной на ней наростшей корки гидроокислов Fe и Mn, с грубыми сосцевидными выступами и впадинами между ними настолько отлична от морфологии уплощенной верхней поверхности, соприкасавшейся с придонной водой, что о каких-либо переворачиваниях и выталкиваниях конкреций не может быть речи. Они длительно формировались в той пространственной ситуации, какая свойственна им сейчас. Причины тяготения стяжений к поверхности раздела ил — вода, очевидно, иные. Здесь действуют процессы, о которых мы уже говорили, суммируя результаты изучения стяжений в Карском, Балтийском, Черном морях. На поверхности раздела осадок — ил существует двойной электрический слой, особенно резко проявляющий себя на разделе твердая фаза — вода. Лапилли, куски пемзы, зубы акул, выступающие на поверхности ила, несут особенно значительный электрический заряд, который и притягивает к ним коллоидные частицы. При этом знак заряда, по-видимому, часто меняется в зависимости от того, какой коллоид осел на твердый предмет. Надо иметь в виду также, что хотя сколько-нибудь выраженных редуционных процессов в толще пелагических океанских осадков и нет, физико-химическая среда их все же отлична по значениям Eh, pH и концентрации элементов в иловом растворе от воды наддонной, и, следовательно, вблизи раздела осадок — наддонная вода имеется некоторый, пусть и небольшой, перепад в указанных параметрах среды. Это обстоятельство дополнительно содействует концентрированию Fe, Mn и малых элементов¹.

¹ В связи с этим не могу не отметить, что попытки доказать вулканогенную природу вещества океанических железо-марганцевых конкреций тем, что их ядра сложены чаще всего пемзой или лапилли, как это делают Бонатти и Найюду (Bonatti, Nayudu, 1965), представляют собой малопоявляемое недоразумение. Необоснованность такой аргументации была ясна уже Меррею и Ренару (Murray, Renard, 1891).

Но в таком случае, как объяснить наличие в разрезе глубоководных илов горизонтов Fe-Mn стяжений, разделенных прослоями «пустых» илов или содержащих только единичные стяжения?

Мне думается, что основной причиной в данном случае является изменение во времени скорости пелагического осадконакопления. Нетрудно понять, что всякое ускорение осадочного процесса тормозит конкрециеобразование, ибо при этом засыпаются выступающие на поверхности твердые предметы: лапилли, куски пемзы, зубы акул и пр. Напротив, всякое замедление осадочного процесса способствует формированию конкреций на поверхности ила. Напомню, что многие исследователи подчеркивают приуроченность современного конкрециеобразования именно к местам наиболее медленной седиментации. Этот факт, а также намеченный выше механизм концентрирования Fe и Mn на поверхности твердых предметов, выступающих из ила, как раз и приводят к мысли, что наличие конкреционных горизонтов в пелагических океанских илах обязано изменению во времени темпов пелагического осадконакопления. Резкие и длительные замедления его фиксируются горизонтами конкреций, ускорения — горизонтами безконкреционными или с единичными конкрециями. Возможно, что некоторую роль играет также изменение состава стока с континентов, например усиленная подача Fe и Mn в одни эпохи, ослабленная — в другие, но эти качественные сдвиги в сколько-нибудь выраженной форме мне представляются гораздо менее вероятными по сравнению с количественными изменениями стока и темпов осадконакопления. Я не касаюсь здесь изменений интенсивности вулканического процесса, ибо, повторю, он отражался на океанической седиментации локально, на ограниченных площадях.

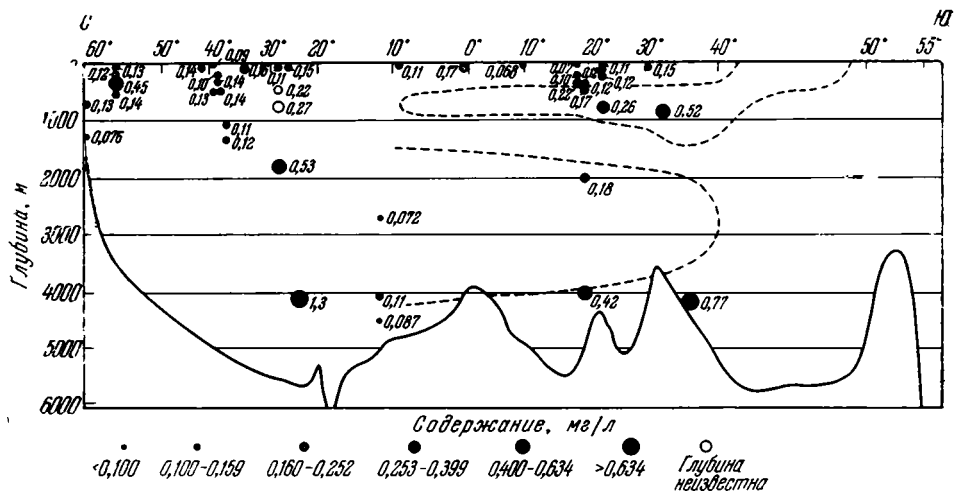
Большой интерес представляет вопрос о причинах низких коэффициентов корреляции микроэлементов вообще и о различии их в марганцевой и железной группах.

Небольшие значения коэффициентов корреляции микроэлементов со своими «элементами-хозяевами» объясняются двумя обстоятельствами.

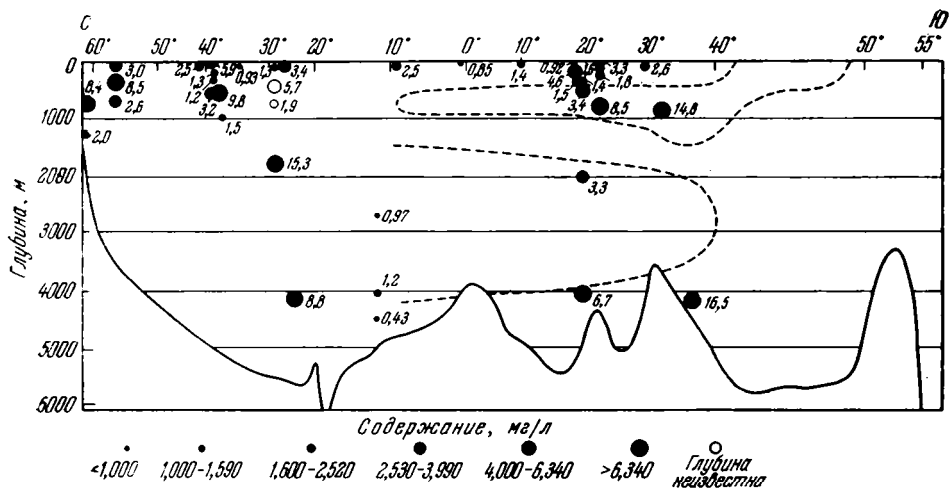
Во-первых, малые элементы входят в состав не только аутигенной части конкреций, но и нерудного материала: сохранившихся или полуразложившихся пепловых частиц, терригенных и глинистых минералов, причем в последних находятся частично в их решетке, частично в составе сорбированного слоя. В каждой из этих твердых фаз соотношение каждого микроэлемента с марганцем (или с железом) особое, индивидуальное. Это неизбежно должно понижать коэффициент корреляции их с Mn и с Fe, когда он вычисляется для конкреции в целом.

Но имеется еще и другое специфическое обстоятельство, действующее в том же направлении.

Исходя из лабораторной химической практики, мы привыкли представлять себе истинные и коллоидные растворы веществ в качестве чего-то идеально однородного в данном объеме. Для растворов, применяемых в лаборатории, это, несомненно, отвечает действительности. Но для природных вод такое представление, безусловно, не верно. Микроэлементы, находящиеся в морских водах в чрезвычайно малых концентрациях, распределены в ней весьма неравномерно. Наглядным доказательством этого являются вертикальные разрезы через наддонную воду, в которой содержания, например P — PO₄, N — NO₃, SiO₂, кислорода, CO₂, Mn, резко, иногда направленно, а иногда бессистемно варьируют от одного уровня к другому. Еще более наглядно видна резкая неравномерность распределения микроэлементов на профилях через океаны, сделанных Шутцем (Schutz, 1964) (фиг. 72, 73). Эта неравномерность определяется в основном воздействием биоса, в частности процессами поглощения элементов живым веществом в одних точках, регенерацией их при гидролизе клеток — в других. Еще сильнее выражена неравномерность и пестрота



Фиг. 72. Распределение никеля в воде западной части Атлантического океана (по Schutz, 1964). Цифры у точек показывают содержание никеля



Фиг. 73. Распределение кобальта в воде западной части Атлантического океана (по Schutz, 1964). Цифры у точек обозначают содержание кобальта

распределения концентраций микроэлементов в иловых водах, что наглядно демонстрируется работами по иловым водам (Страхов, 1960). Подчеркнем, что у каждого микроэлемента неравномерность распределения выражена по своей особой индивидуальной пространственной схеме, к тому же непрерывно изменяющейся во времени.

Попробуем представить себе, к чему приводит эта пестрота распределения концентраций микроэлементов.

Допустим, что в двух разных точках из растворов коагулирует одно и то же количество гидроокиси Fe и Mn, адсорбционно увлекая при этом микроэлементы в сфере своего влияния. В первой точке, где, скажем, концентрации никеля были малы, а Co — Cu значительны, на гелевом сгустке осядет небольшое количество первого микроэлемента и большее массы Co — Cu; во второй точке, где концентрации никеля велики, а Co — Cu малы, соотношения этих микроэлементов окажутся противоположными. Так же неравномерно распределятся на коагуляте и другие микроэлементы, присутствующие в разных количествах в сфере влияния

марганцового или железистого гелевого комочка. Таким образом, уже в самом начале седиментации железа и марганца одинаковые массы их будут нагружены разным набором осевших на коагеле микроэлементов и с разными их соотношениями. При дальнейшем падении ко дну и прохождении гелевых ступок через все новые слои наддонной воды с достаточно неравномерным распределением микроэлементов разница в наборе и количественных соотношениях адсорбированных микроэлементов у одних гелевых комочков может сгладиться, у других — возрасти, но в конечном счете у тех, что достигнут дна и осядут, окончательного выравнивания, как правило, не получится. В итоге на одну и ту же весовую единицу, например марганца, в разных точках дна приходится разные количества Cu , Co и других микроэлементов. Это неизбежно приведет к значительному разбросу точек на корреляционных диаграммах, а при вычислении коэффициентов корреляции — к относительно низким их значениям.

Несравненно большая пестрота содержаний микроэлементов в иловой воде может только дополнительно понизить эти коэффициенты, когда в процессах химико-минералогических преобразований осадка и «элементы-хозяева», и микроэлементы вновь переходят в раствор, а затем оседают, образуя аутигенные минералы и их стяжения.

Так из сложности состава твердых фаз пелагических илов, а также из сложности и вещественной неоднородности среды седиментации и особенно среды диагенеза с неизбежностью вытекают относительно небольшие, а порой и вовсе низкие коэффициенты корреляции элементов друг с другом.

Почему же эти коэффициенты в марганцовой группе выше, чем в группе железа?

Видимо, основная причина заключается в больших возможностях захвата микроэлементов коагелями марганца сравнительно с коагелями железа. Дело в том, что гидроокись железа захватывает микроэлементы путем сорбции на поверхности своих мицелл. Коагель же марганца, имеющий химическую структуру полиперманганитов, т. е. гидратированных производных $H_2MnO_3 \cdot nH_2O$, может, помимо сорбции поверхности мицелл, еще захватывать микроэлементы в структуру самой мицеллы, путем замещения H_2^+ на Mn^{2+} , Co^{2+} , Cu^{2+} и т. д. Мицеллы полиперманганитовых частиц сильнее очищают среду их пребывания от микроэлементов, и это, как мне кажется, и повышает коэффициенты корреляции между марганцем и членами его группы.

Очень поучителен состав корок на стволах отмерших кораллов, обнаруженных на стяжениях. Выше мы видели, что он полностью отвечает составу обычных железо-марганцовых стяжений, показывая тот же набор элементов и те же степени их концентрирования, что последние, и отчетливо отличаясь от состава вмещающих илов.

Как могла возникнуть такая ситуация? Совершенно очевидно, что обрастание кораллов не является результатом осаждения на них вещества непосредственно из наддонной воды, ибо в этом случае концентрации Fe и Mn и сопровождающих их элементов должны были бы отвечать концентрациям их в илах, а не в конкрециях. Но в действительности имеет место иное: сходство обрастаний по составу со стяжениями. Это значит, что образование корок на кораллах принципиально тождественно формированию корок на пемзовых кусках, выступающих из ила, и происходит путем диффузионного перетекания совокупности веществ из илов на выступающий предмет. В связи с этим удивляет высокое содержание в корковых обрастаниях кораллов такого малоподвижного элемента, как титан. Оно объясняется лишь допущением, что однажды сорбировавшись на геле железа еще в наддонной воде, титан затем при диагенетическом перераспределении в илах и «наползании» на твердые предметы, выступающие над дном, движется вместе со своим

«хозяином». Не имеет ли здесь место образование гетерополимеров Fe и Mn, аналогичных гетерополимерам в системе гидролизатов, о которых писал недавно Д. Н. Пачаджанов (Пачаджанов и др., 1963, 1964)? Анализ явлений с этой стороны был бы чрезвычайно интересен и актуален, но он выходит за рамки возможностей авторов этой монографии.

Изложенная концепция представляет собой попытку отойти от традиционной трактовки океанических конкреций в качестве образований вулканогенных, наложенных на обычный седиментационный процесс, и понять их как результат самого этого процесса, своеобразно измененного в условиях огромного бассейна. Какая из этих трактовок окажется более отвечающей природе, покажет дальнейшее сравнительно-геохимическое изучение современных водоемов во всем их разнообразии.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОГО МАРГАНЦОВОРУДНОГО ПРОЦЕССА В ОЗЕРНЫХ И МОРСКИХ ВОДОЕМАХ

Подведем итоги анализу современного марганцеворудного процесса и подчеркнем те особенности его, которые помогают понять механизм формирования марганцевых руд геологического прошлого, по крайней мере в послерифейские времена.

Рассмотрим прежде всего, какое место занимают современные накопления Mn в общей системе марганцевых руд и удельный вес их в послерифейском рудообразовании.

1. Типы накоплений марганца в послерифейских водоемах и место среди них современных руд

Первая в советской геологии попытка различить типы осадочных накоплений марганца была сделана А. Г. Бетехтиным в 1944 г. Им были выделены озерные и морские марганцевые руды, а среди последних два ряда: в одном — руды подчинены существенно кремнистым осадкам (опокам, яшмам, спонголитам), в другом — существенно известковым отложениям.

Почти одновременно (или даже несколько раньше) в монографии, посвященной железорудным фациям и их аналогам в истории Земли¹, автором этих строк, независимо от А. Г. Бетехтина, была предложена иная классификация марганцевых руд (Страхов, 1947). Различались три их крупные группы: континентальные, куда включались руды озерные и марганцевые шляпы убогих марганцевых накоплений; нормально-осадочные морские руды, подразделявшиеся на лагунные и шельфовые; осадочно-эффузивные накопления, связанные с высачиванием гидротерм на дне моря. Так впервые на основе общего рассмотрения марганцевых (и железных) руд в советской литературе описана новая, четко отличная группа вулканогенно-осадочных накоплений.

Несмотря на существенное различие изложенных классификаций, обе они были по существу чисто фациальными. В них полностью обойден вопрос о том, сформировалась ли руда прямо в седиментогенезе или же марганец испытал дополнительное концентрирование еще и в диагенезе?

В годы, когда создавались классификации А. Г. Бетехтина и моя, убедительное решение этого вопроса было невозможно, ибо учение о диагенезе еще не было разработано. Сейчас, когда наши представления о диагенетической стадии порообразования резко расширились и углубились, своевременно использовать для типизации марганцевых руд уже не только фациальные признаки, но и указанный генетический момент.

¹ Окончена в 1940 г., но напечатана лишь в 1947 г.

Это и сделано при построении диаграммы (фиг. 74). В двух координатах ее отражены и фациальный и генетический принципы. По фациальному признаку различаются озерные, мелководно-морские, околонульканические морские, пелагические океанические накопления марганца, а по генетическому признаку — руды седиментационные, седиментационно-диагенетические и диагенетические. У седиментационных руд высокая концентрация марганца формируется сразу же, в седиментационном акте, и сохраняется без существенных изменений в дальнейшем. У седиментационно-диагенетических руд в седиментогенезе создается некоторое, обычно небольшое обогащение осадка марганцем, при диагенетическом же перераспределении — дополнительное, часто большое обогащение им. Диагенетические руды возникают на базе кларковых содержания марганца при энергично протекающем его перераспределении, создающем повышенные и высокие содержания этого металла.

Генетические типы накопления Mn	Фациально-генетические условия							
	Озерные бассейны		Мелководно-морская зона		Околонульканическая морская область		Пелагическая область океанов	
	Современные	Древние	Современная	Древняя	Современная	Древняя	Современная	Древняя
Седиментационный				▲ 4	?			
Седиментационно-диагенетический	⊕ I → ⊕			+ IV	?	⊕ VI	⊕ VII → ⊕	
Диагенетический	⊕ II → ?		⊕ III	△ 4 ^б				

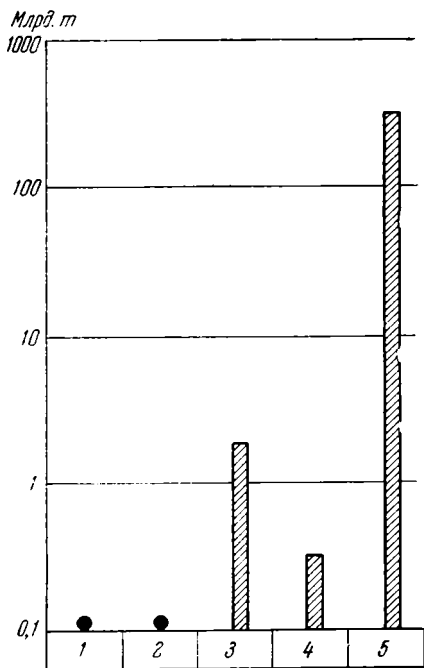
⊕ 1 + 2 ▲ 3 △ 4

Фиг. 74. Фациально-генетические типы послерифейских накоплений марганца

I — железо-марганцовые накопления (Mn : Fe 0,06 — 3); 2 — самостоятельные марганцовые руды (Mn : Fe 3—60); 3 — накопления Mn в гидрогетит-шамозит-сидеритовых рудах (Mn : Fe 0,001—0,030); 4 — то же, в конкреционных сидеритовых рудах (Mn : Fe 0,014—0,030)

Комбинация фациального и генетического моментов позволяет наметить семь фациально-генетических типов марганцовых руд: I — озерные седиментационно-диагенетические, развитые в современных озерах Балтийского щита; в древних отложениях этот тип представлен весьма скудно; его аналоги имеются в Чехословакии, в олигоцене Западно-Сибирской низменности, Mountain ores в США и др.; II — озерные, чисто диагенетические, развитые в крупных озерах Северо-Германской низменности (оз. Пленское), озерах Известковых Альп и некоторых других; в древних отложениях неизвестен (?); III — мелководноморские диагенетические, развитые в современных морях — Карском, Баренцевом, Балтийском, Черном; древние аналоги их неизвестны; IV — самостоятельные мелководно-морские седиментационно-диагенетические руды марганца, классическим примером которых являются олигоценовые марганцовые руды юга СССР, палеоеновые — Восточного Урала, пермские — Улутеляка; V — низкопроцентные, но огромные по массе седиментационные накопления марганца в морских оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых рудах; VI — морские околонульканические седиментационно-диагенетические, известные лишь из древних отложений, в современных же осадках не установленные; VII — пелагические океанские железо-марганцовые стяжения, открытые на дне современных океанов.

Существенно, что не менее трех, а пожалуй, даже четырех фациально-генетических типов из общей системы марганцовых руд реально устанавливаются только в современном осадкообразовании и лишь на основании



Фиг. 75. Относительное значение разных фациально-генетических типов марганцевых руд

1 — озерные; 2 — современные морские; 3 — древние морские прибрежные; 4 — околоочаговые вулканогенно-осадочные; 5 — пелагические океанские

Изучение этого типа за последние 10—15 лет открыло новую, ранее недостаточно привлекавшую внимание страницу марганцеворудного процесса и заставило пересмотреть представление об этом процессе в целом.

Нетрудно понять, какой огромной важности пробелы возникли бы в познании марганцеворудного процесса и как было бы искажено наше общее представление о нем, если бы мы не знали или, зная, не считались с данными о пелагических железо-марганцевых стяжениях, исследованных «Челленджером», «Альбатросом», «Витязем» и другими экспедициями.

2. Геохимический облик современных накоплений марганца

В таблицах 72 и 73 приведены усредненные характеристики современных марганцевых накоплений.

Отчетливо видно, что все фациально-генетические типы современных накоплений марганца — озерные, морские, океанические, — представляют собой типичные биметаллические образования. В них всегда велико содержание железа; чаще всего оно даже превалирует, а марганец является подчиненной частью руды.

Из 16 марганцеворудных водоемов, по которым имеется аналитический материал, только 6 имеют средний марганцевый модуль выше единицы, т. е. содержание Mn в них больше содержания Fe, но и в этих случаях превалирование первого элемента над вторым невелико; обычно Mn : Fe в среднем 1,0—1,3, и только в Тихом океане достигает величины 1,67, а в центральной его части даже более 3. Биметаллическость морских

более или менее основательных соотношений и данных как бы проецируются в геологическое прошлое; это типы I (?), II, III, VII.

↑ Еще более важную роль играют современные накопления марганца в общей массе послерифейских руд. Как видно из фиг. 75, количество седиментационно-диагенетических озерных руд мизерно, поэтому они неизобразимы в масштабе на нашей диаграмме. То же относится и к диагенетическим рудам в прибрежной зоне современных морей. Вполне второстепенны по общей массе своей, хотя и весьма распространены, околоочаговые вулканогенно-осадочные руды. Они составляют в совокупности величину порядка немногих сотен миллионов тонн. Гораздо большее значение имеют собственно осадочные мелководно-морские руды палеогенового (IV) типа, их масса приблизительно составляет несколько миллиардов тонн. Но наибольшие накопления формируются в пелагических отложениях современных океанов, они измеряются многими сотнями миллиардов тонн и своей колоссальностью совершенно подавляют все остальные фациально-генетические типы марганцевых руд, вместе взятые.

Содержание (в %) Fe и Mn с современных рудных осадках

Водоем	Fe	Mn	Mn : Fe	Число образцов
Пуннус-Ярви	16,10	21,0	1,14	41
Финские озера:				
Карма-Ярви	29,5	16,1	0,54	14
Некроон	29,9	11,9	0,44	69
Онквез	36,6	6,0	0,16	179
Койрусвези	29,2	6,1	0,24	45
Поровези	36,6	3,8	0,15	57
Моря:				
Баренцево	16,40	21,39	1,3	2
Карское	13,91	15,45	1,11	6
Балтийское	23,85	6,77	0,28	1
Заливы:				
Ботницкий	9,14	11,75	1,23	2
Рижский	19,9	9,57	0,48	12
Финский	12,33	23,53	1,91	1
Черное море	26,52	6,79	0,25	15
Океаны:				
Индийский	14,05	14,38	1,00	6
Атлантический	16,4	13,12	0,80	21
Тихий	11,11	18,58	1,67	158

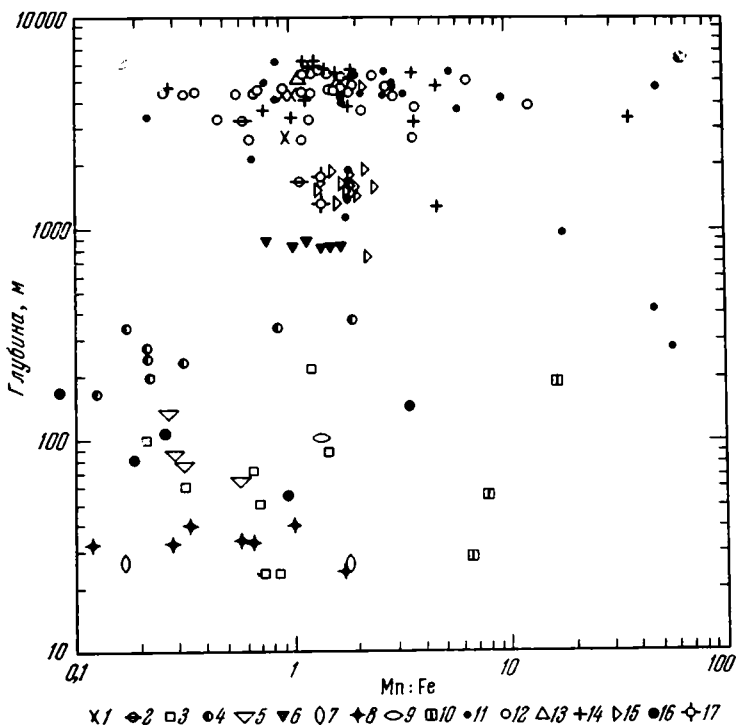
современных накоплений особенно отчетливо видна на диаграмме (фиг. 76), построенной Мангеймом (Manheim, 1965).

Интересные соотношения выявляются при сравнении марганцовых модулей вмещающих и подстилающих осадков с модулем руд. Уже обращалось внимание на то, что в серых илах, подстилающих руды во всех бассейнах, марганцовый модуль очень низок (0,015—0,020). В окисленной зоне, содержащей стяжения, марганцовый модуль выше (0,030—0,060). В самих же стяжениях его средняя величина колеблется от 0,15 до 1,91. Как объяснить эти соотношения?

Мне кажется, только единственным способом. Отделяясь от вмещающих пород и формируя стяжения, Fe и Mn в них смешиваются друг с другом во все возрастающей степени. В самом деле, если марганцовый модуль осадка составляет 0,015, то это означает, что на 1000 единиц Fe приходится всего 15 единиц Mn; степень их смешения (интеграции), очевидно, мизерная. Но, если марганцовый модуль 0,5—1,0—1,3 и т. д., то на 1000 весовых единиц железа приходится уже 500—1000—1300 единиц марганца. Иначе как усиленным смешением (интеграцией) обоих рудообразующих элементов такое сочетание назвать нельзя. Таким образом, формирование современных биметаллических железо-марганцовых накоплений всех фациально-генетических типов обязано отнюдь не прогрессирующему отделению железа от марганца, а, наоборот, ярко выраженному их смешению (интеграции). Процессы дифференциации выражены в отделении обоих этих элементов от силикатного вмещающего материала, сами же рудные элементы испытывают прогрессирующее смешение друг с другом. При этом внутри конкреции они образуют самостоятельные минералы в виде слоев, сгустков, пятен, микрокристаллов, формируя каждый свой специфический парагенез микроэлементов; у Mn это Ni, Cu, Mo, Zn; у Fe — Ti, V, Cr, частично Co, Pb.

Содержание (в 10^{-4} %) малых элементов в современных рудах и вмещающих осадках

Водосм	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Zn	Pb	Ga	Ge	Zr	Содержание Мп, %
В современных рудах													
Пуннус-Ярви	15,9	7,9	4,7	10	5,7	9	26	83	7,1	4	1,5	—	16,9
Карское море	560,0	48	30	62	15,0	37	52	67—75	11	12	1	—	1
Белое »	224,0	31	30	35	16,0	20	44	51	8	11	1	—	1
Балтийское »	146,0	19	60	53	14	107	42	110—115	25	11	4	—	6,77
Финский залив	67	20	60	150	38	221	34	160	11	8	1	—	6,7
Рижский »	88	22	58	84	20	69	31	126	18	8	1	—	9,57
Черное море	186,0	20	83	283	37	18	40	—	—	—	—	48	6,79
Атлантический океан	700	20	3460	3000	1080	740	—	630	1660	—	—	—	13,12
Индийский »	—	—	1900	6300	5370	220	—	570	1400	—	—	—	14,38
Тихий »	540	10	3000	6200	4200	350	—	760	1200	10	4—6	630	18,58
Во вмещающих осадках													
Пуннус-Ярви (алевриты)	49	21	6	12	15	Нет	26,5	75	18	12	2	—	—
Белое море (глинистые пески)	67	37	10	28	12	Нет	31	62	8,5	15	2	—	—
Черное » (глинистые илы)	93,5	56,5	14	40	30	1,57	35	—	—	—	—	122,1	—
Атлантический океан	140	86	38	140	130	9	—	130	45	—	—	130	—
Тихий »	130	78	110	300	400	40	—	200	110	—	—	160	—
Коэффициенты концентрации относительно вмещающих осадков													
Пуннус-Ярви	0,32	0,36	0,8	0,9	0,38	Очень большой	1	1,1	0,4	0,3	0,7	—	—
Белое море	3,3	0,85	3,0	1,3	1,33	»	1,4	1,4	1,0	0,26	0,5	—	—
Черное »	2,0	0,35	6,0	7,1	1,2	11,5	1,1	—	—	—	—	0,4	—
Атлантический океан	5,0	0,25	91	21,5	83	82	—	—	—	—	—	—	—
Тихий »	4,1	0,13	27,3	20,7	10,5	8,18	—	3,8	11	—	—	3,9	—

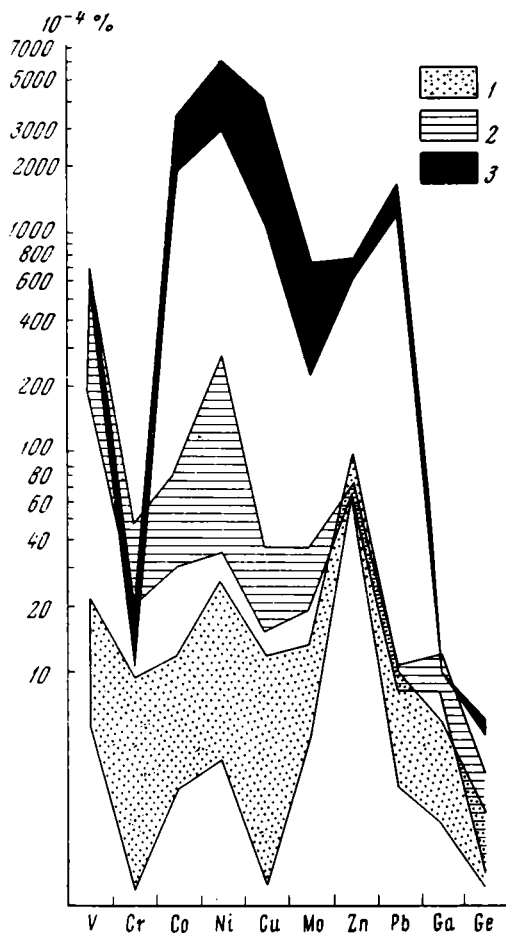


Фиг. 76. Соотношение Mn : Fe в морских водоемах
(по Ф. Т. Manheim, 1965)

1 — конкреции Атлантического океана; 2 — конкреции на подводных горах и каньонах Атлантического океана; 3 и 4 — Балтийское море (центральная часть и Финский залив); 5 — Черное море; 6 — Елэк-плато в Атлантическом океане; 7 — Ботнический залив; 8 — Рижский залив; 9 — Карское море; 10 — Северное море; 11 — 14 — Тихий океан (по разным авторам); 15 — подводные горы Тихого океана; 16 — моря Тиморское и Церамское; 17 — Белое море

Не менее интересные соотношения обнаруживаются в группе малых элементов (фиг. 77; см. также табл. 73).

Прежде всего бросается в глаза неуклонный рост содержаний малых элементов от озерных рудных накоплений к океаническим. В рудах оз. Пуннус-Ярви количества V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga, Ge исчисляются единицами $10^{-4}\%$, хотя среднее содержание железа и марганца в них высокое и аутигенная часть руд составляет около 60% массы руды, при 16,9% марганца. В морях Карском, Белом, Балтийском и двух его заливах, а также в Черном море содержания тех же микроэлементов измеряются десятками $10^{-4}\%$, а у ванадия сотнями; отстают в этом росте лишь Ga и Ge. Однако масса аутигенной части руд при этом не испытывает существенных изменений, а содержание марганца невелико и держится на уровне 1—9,57%, т. е. ниже, чем в оз. Пуннус-Ярви. В железо-марганцевых стяжениях океанов концентрация большинства микроэлементов измеряется уже тысячами единиц $10^{-4}\%$, только содержания ванадия — сотнями, а хрома даже десятками единиц. Но общее прогрессивное обогащение малыми элементами в ряду от озер к океанам идет у разных элементов неодинаковыми темпами и приходится, так сказать, на разные стадии. Так, резкое увеличение содержаний V и Cr наблюдается при переходе от пресноводных руд оз. Пуннус-Ярви к морским. В океанических же рудах рост содержаний V относительно небольшой, а увеличения количества Cr не отмечается совсем. Содержания Co, Ni, Cu, Mo, W, Zn, Pb



Фиг. 77. Поля средних содержаний малых элементов в современных железо-марганцевых стяжениях

1 — озерные руды (оз. Пуннус-Ярви); 2 — стяжения в осадках Карского, Белого и Черного морей; 3 — стяжения в океанических илах

нем у первой волны и умеренными — у двух других.

Состав конкреций из Балтийского моря и двух его заливов — Рижского и Финского (фиг. 78, б) имеет ясное «фамильное» сходство. Умеренное содержание ванадия комбинируется здесь с высоким содержанием кобальта + никеля и особенно молибдена, а также цинка и германия. Этот бассейн во всех его частях богат названными микроэлементами, и кривая их содержаний образует четыре отчетливо выраженных пика.

Для конкреций Черного моря (фиг. 77, в) типична комбинация высокого содержания V с очень высоким содержанием Co и особенно Ni, но Mo мало. Сведений о прочих элементах, к сожалению, нет. Причину отмеченной специфики состава конкреций разных водоемов следует искать, по-видимому, в особенностях петрографического состава водосборных площадей, причем, как всегда, стяжения отражают влияние водосборов гораздо отчетливее, чем состав вмещающих их илов.

Чрезвычайно интересные результаты дает сравнение распределения микроэлементов в конкрециях океанов и морей. По общему виду кривые распределения достаточно близки (см. фиг. 77). И в морских, и в океани-

значительно растут уже при переходе от руд оз. Пуннус-Ярви к морским, но особенно резкий скачок происходит при переходе от морских руд к океаническим. Наименьший прирост при этом показывают Ga и Ge; он наблюдается только при переходе от пресноводного озера к морям и отсутствует при переходе от морей к океану. Учитывая, что V, Cr, Ga и Ge являются геохимически гораздо менее подвижными по сравнению с Co, Ni, Cu, Mo, W, Pb, Zn, можно сказать, что в ряду водоемов накопление в конкрециях более геохимически подвижных элементов происходит гораздо более энергично, чем менее подвижных.

Более детальное сопоставление распределения малых элементов в конкрециях морской группы позволяет наметить некоторые различия между ними, имеющие, несомненно, региональный характер. Это подтверждается диаграммами, на которых дано распределение элементов в разных группах морских бассейнов.

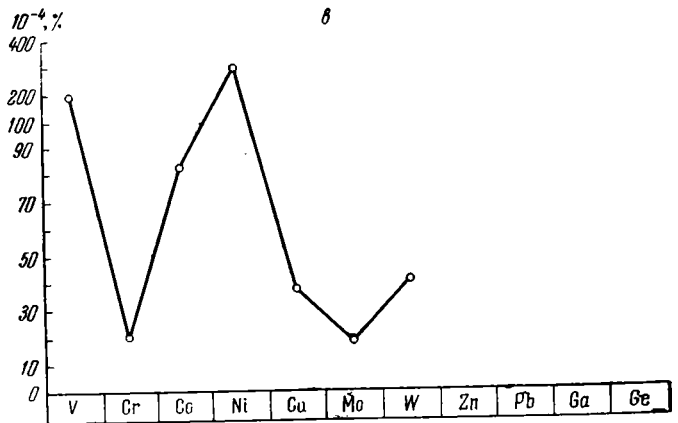
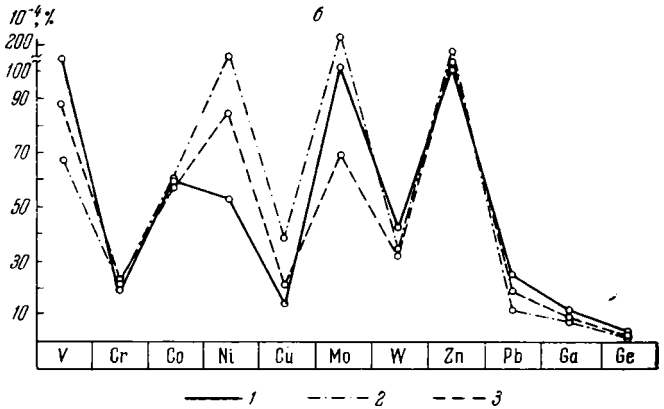
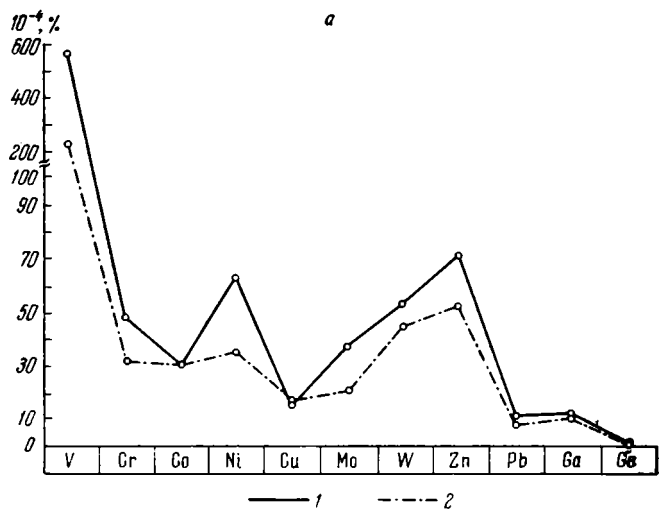
Так, стяжения Карского и Белого морей (фиг. 78, а) отличаются комбинацией очень высоких содержаний ванадия с низкими концентрациями кобальта и меди и с умеренными — цинка. Поэтому кривые имеют вид трех волн с большим греб-

ческих стяжениях первый пик приходится на V; второй — на Co — Ni — Cu; третий — в морях на Zn, а в океанах на Pb, после чего следует резкое падение величин у Ga и Ge. Это сходство имеет, видимо, глубокий генетический смысл. Ведь морские бассейны, показанные на диаграмме, питаются только приносимым с суши экзогенным материалом. Поэтому можно думать, что и конкреции океанов, столь сходные по характеру распределения микроэлементов с морскими, в решающей степени возникли также за счет экзогенного терригенного материала. Таким образом, диаграмма (см. фиг. 77) является новым и существенным подтверждением генетических идей, развитых в главе IV.

Сопоставим теперь концентрации малых элементов в конкрециях с содержаниями их во вмещающих осадках. К сожалению, данных для этого меньше, но они весьма показательны.

В средней части табл. 73 видно, что содержание всех элементов в отложениях оз. Пуннус-Ярви явно меньше, чем в осадках Белого и Черного морей, а в морях — меньше, чем в осадках океанов. Это означает, что нарастание концентраций всех изученных нами микроэлементов в стяжениях происходит одновременно с ростом их содержания в вмещающих осадках и является, так сказать, производным от последнего.

Это явление — самое обычное для диагенеза: чем больше каких-либо компонентов находится в



Фиг. 78. Особенности спектра малых элементов в разных морских водоемах

а — микроэлементы в конкрециях Карского (1) и Белого (2) морей; б — микроэлементы в конкрециях Балтийского моря (1), Финского (2) и Рижского (3) заливов; в — микроэлементы в конкрециях Черного моря

рассеянном состоянии во вмещающих породах [(осадках), тем (больше его в стяжениях, с поправкой, конечно, на различную геохимическую подвижность. Эта закономерность, например, отчетливо проступает для карбонатных конкреций, т. е. их конкрециеобразующих компонентов: FeCO_3 , CaCO_3 , MgCO_3 , MnCO_3 (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959). То же мы видим в накоплении малых элементов в современных окисных железо-марганцовых стяжениях.

Но есть одна удивительная особенность, которую на других объектах пока не приходилось отмечать. В ряду от озерных водоемов к океаническим имеет место не просто параллельный рост содержаний элементов в конкрециях и во вмещающих илах, но резкое опережение первым процессом второго. Доказательством являются данные табл. 73, где приведены коэффициенты концентраций микроэлементов по отношению к содержаниям их во вмещающих илах. В оз. Пуннус-Ярви коэффициенты концентраций очень низки и почти для всех элементов ниже единицы; лишь у вольфрама, цинка и молибдена — единица или чуть выше. В Белом и Черном морях коэффициенты концентраций только у хрома ниже единицы, у всех других обычно 2—3 и выше, а у молибдена 11,5. В океанах концентрирование микроэлементов относительно вмещающих илов происходит еще более интенсивными темпами; это видно даже у мало-подвижного ванадия, но особенно интенсивно проступает у геохимически подвижных Co, Ni, Cu, Mo и др. Таким образом, рост содержаний микроэлементов в стяжениях в ряду от озер к океанам происходит не просто параллельно росту их во вмещающих осадках, но осуществляется более быстрыми, нарастающими темпами.

Чем же обусловлены все эти закономерности? Низкое содержание микроэлементов в осадках оз. Пуннус-Ярви объясняется, вероятно, тем, что последние представлены алевритами с малым количеством тонкодисперсной фракции — главной носительницы этих элементов. К тому же быстрый темп формирования стяжений, конечно, тормозит перемещение их к конкрециям, тем более, что в данном случае имеет место значительное латеральное смещение материала из профундальных илов в прибрежные пески. Рост содержаний малых элементов в морских отложениях является результатом их большей тонкозернистости, что позволило им отдавать в иловый раствор несравненно большее количество Co, Ni, Cu и других микроэлементов, а это способствовало как увеличению содержаний микроэлементов в стяжениях, так и росту темпов их накопления, тем более, что в данном случае далекая латеральная миграция их исключается. Что касается резкого возрастания коэффициентов концентрации микроэлементов в океанических отложениях, то главной причиной является в данном случае громадная длительность процесса конкрециеобразования, во много раз превосходящая длительность того же процесса в морях.

Итак, для современных марганцовых накоплений, взятых в целом, характерно сочетание биметалличности с накоплением ряда микроэлементов, концентрации которых резко возрастают от озерных руд к океанским.

3. О парагенезе минералов в современных железо-марганцовых накоплениях

Геохимический облик руд определяется не только набором элементов, но и присущим рудам минералогическим парагенезом. Поэтому необходимо коснуться вкратце и этой стороны вопроса.

Хотя минералогический состав современных марганцовых накоплений изучен недостаточно, все же некоторые его особенности заслуживают рассмотрения.

Преобладающими в составе железо-марганцовых стяжений всех фациально-генетических типов являются представители группы полиперманганитов, или псиломеланы, ассоциирующие с гидрогетитом. Судя по тому, что марганцовые руды озера Пуннус-Ярви весьма богаты барием (до 7%), в составе группы развит романешит; в других рудах, бедных барием (океанских), этой разности нет. Ф. Т. Мангейм (Manheim, 1965) указал на широкое распространение тодорокита. Вероятно наличие и других разновидностей полиперманганитов (рансьеит?), но для установления их необходимы специальные минералогические работы на свежем материале, которым мы не располагали.

При широком развитии псиломеланов пиролюзит в составе современных железо-марганцовых стяжений, напротив, практически отсутствует. В озерных рудах (оз. Пуннус-Ярви) его присутствие было заподозрено лишь по анализам долго лежавших и несколько выветрелых образцов, в морских — данных о пиролюзите нет; в океанических рудах П. Ф. Андрущенко, просмотревшая большое число образцов тихоокеанских стяжений, пиролюзита также не обнаружила.

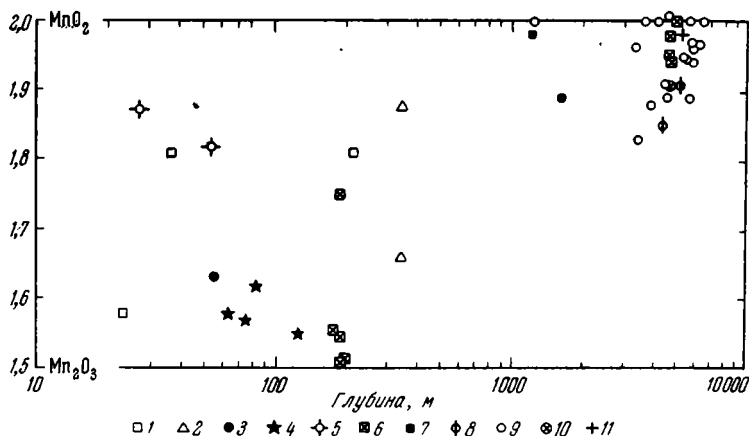
Очень большую редкость представляет манганит. Судя по одному анализу, он, вероятно, присутствует в рудах оз. Пуннус-Ярви. Бюзером и Грюттером он обнаружен в одном образце тихоокеанских стяжений в виде железистого манганита, а также единично указывается П. Ф. Андрущенко в желваках Тихого океана.

Новым за последние годы является открытие в минералогическом составе железо-марганцовых стяжений родохрозита. Наличие его несомненно в рудах оз. Пуннус-Ярви, где он образует отдельные концентры и зерна внутри оолитов и пизолитов в зоне дальнего выклинивания. Но и на главном рудном поле, судя по содержанию CO_2 , которая здесь никак не может быть связана с кальцием или магнием, родохрозит в составе руд должен присутствовать в количестве от 1 до 7%. Родохрозит с изоморфными примесями Fe, Ca, Mg был достоверно встречен в черных илах впадин Балтийского моря, где с ним ассоциируют сульфиды железа. Вполне возможен он в виде небольшой примеси также в составе дробовидных стяжений в осадках Рижского залива. Наконец, родохрозит был установлен в двух разрезах гемипелагических осадков Преамериканского прогиба, где образует, видимо, желваки и линзы в восстановительной зоне илов. Этот перечень пока исчерпывает достоверные случаи нахождения родохрозита в составе современных стяжений. Это минерал редкий и встречается в малых количествах.

Итак, псиломеланы в качестве абсолютно доминирующей группы в ассоциации с гидрогетитом и редкими манганитом и родохрозитом — характерный минералогический парагенез современных железо-марганцовых накоплений. Подчеркнем полное отсутствие силикатов и сульфидов марганца при наличии лептохлоритов и сульфидов железа в илах, вмещающих конкреции в оз. Пуннус-Ярви, в черных илах Балтийского моря и в непосредственно подстилающих — Черного. Эта комбинация очень характерна. Она вполне воспроизводит (конечно, с иными количественными соотношениями отдельных минералов) то, что известно относительно древних марганцовых руд. Поэтому можно сказать, что несмотря на быстроту формирования железо-марганцовых стяжений — по крайней мере в озерах и морях — в них зарождается тот же парагенез аутигенных минералов, который в полно развитом виде мы встречаем в ископаемых марганцовых рудах, время образования которых было, несомненно, гораздо более длительным.

В этом парагенезе очень важны две особенности. Манганит, в котором примерно половина марганца двухвалентна, и родохрозит, в котором присутствует только Mn^{2+} , мы должны рассматривать в качестве диагнетических новообразований по псиломелану; для оолитов оз. Пуннус-

Ярви это подтверждается микроскопически. Но как оценивать наличие в рудах совершенно преобладающего псиломелана? Мне думается, только как указание на то, что садка марганца из раствора в наддонной воде происходит в совершенно подавляющем большинстве случаев в виде псиломелана, а не пиролюзита. И это в воде достаточно аэрируемой как, например, в оз. Пуннус-Ярви, Карском и Белом морях и океанах. Пиролюзит вовсе не является первым членом в ряду твердых фаз марганца, как казалось мне и ряду других авторов ранее; первым членом надо считать псиломелан. Это обстоятельство важно и должно учитываться при анализе парагенезов древних марганцевых руд.



Фиг. 79. Степень окислительности марганцевых стяжений в современных морских и океанических илах (по Ф. Т. Мангейма, 1965)
 1 — Балтийское море; 2 — Баренцево море; 3 — Белое море; 4 — Черное море; 5 — встуарий р. Клайд; 6 — южная часть Тихого океана; 7 — Тиморское и Церамское моря; 8—10 — Тихий океан (по разным авторам); 11 — Атлантический океан

Очень интересно также наблюдение Ф. Т. Мангейма, отраженное в диаграмме (фиг. 79). Марганцевые руды мелководных морей заметно более восстановлены по сравнению с глубоководными океаническими, что выражается в тяготении их к более низким полям отношений $\text{O}_2 : \text{Mn}$; океанические же приурочены к более высоким полям тех же отношений. Здесь сказывается, очевидно, большая обогаченность мелководных вмещающих илов органическим веществом и большая его свежесть, активность по сравнению с органикой в пелагических осадках океанов.

4. О факторах, контролирующих накопление марганца в разных его фашиально-генетических типах

Рассматривая факторы, контролировавшие генезис древних прибрежно-морских и континентальных руд, автор (Страхов, 1960) пришел к выводу о том, что формирование их было функцией по крайней мере пяти независимых переменных:

$$R = f(\alpha, \beta, \gamma, \delta, \epsilon), \quad (1)$$

где α — интенсивность садки рудного компонента из наддонной воды, вызываемая поступлением больших масс его с водосборов;

β — влияние гидродинамического режима и палеогеографии района рудообразования, способствующих задержанию рудного компонента в осадках, а не выносу в пелагические области бассейнов;

γ — эффект разбавления его приносимым с берега терригенным материалом;

δ — дополнительное концентрирующее влияние перераспределения веществ в диагенезе рудного осадка;

ϵ — перемыв рудного пласта с выносом из него тонкодисперсного терригенного материала.

Рудообразование достигало наибольшей силы лишь в тех случаях, когда все пять факторов действовали согласованно и в благоприятном (аккумулирующем) направлении. При разное в их работе положительное влияние одного фактора погашалось в значительной мере отрицательным действием другого; в результате в лучшем случае возникала низкачественная руда, в худшем же — рудообразование останавливалось на стадии незавершенного, слабого или вовсе зачаточного, эмбрионального. Особенно отрицательно сказывается недостаточная эффективность фактора α и неблагоприятное влияние факторов β и γ .

Сопоставляя с этим механизмом тот, который формирует руды в оз. Пуннус-Ярви и других озерах Балтийского щита, нетрудно видеть, что в них много общего. Фактор α (усиленный внос в бассейн Fe и Mn) здесь всегда фигурирует и является необходимой предпосылкой. Фактор β (палеогеографические условия, содействующие улавливанию и удержанию рудного материала) также легко обнаруживается; он заключается в том, что ложбина озера представляет собой углубление, в котором захороняются внесенные массы Mn, а резко выраженный окислительный режим наддонной воды не дает возможности железу и марганцу выйти из ила в наддонную воду и выброситься за пределы озера. Действие фактора γ (слабое разбавление рудных компонентов терригенным материалом) вытекает из равнинности, точнее, слабой всхолмленности территории, среди которой располагаются рудные озера. О значении фактора δ (диагенетическое перераспределение Fe и Mn с образованием стяжений) было достаточно сказано при анализе руд в озерах Балтийского щита; роль этого фактора в рудонакоплении в данном случае очевидна и очень велика. Что касается фактора ϵ (перемыв руды с выносом разбавляющего терригенного материала), то его действие в озерном рудообразовании в озерах мы не улавливаем, может быть, из-за их очень малых размеров и ничтожных величин их кинетической энергии.

Таким образом, по конкретному механизму формирования современных озерных руд Балтийского щита и по факторам, участвующим в этом процессе, эти руды вполне отвечают обычному типу древнего рудообразования в триаде Al — Fe — Mn.

Существенно иначе формируются железо-марганцовые накопления в верхней окислительной пленке осадков Баренцева, Карского и других северных морей, а также в илах Балтийского и Черного морей. Для образования этих руд не нужно ни усиленного приноса в бассейн рудных компонентов (рудообразование происходит на кларковом фоне), ни специфической палеогеографической обстановки, ни уменьшенного приноса разбавляющего материала, ни перемыва осадка. Достаточно того, чтобы в осадке было некоторое, очень небольшое количество свежего органического вещества, которое редуцировало бы Fe и Mn и заставляло их уходить в самую верхнюю пленку осадка и здесь стягиваться в желваки. Тем самым формула (1), включающая пять факторов, резко упрощается и приобретает вид:

$$R_1 = f(\delta), \quad (2)$$

ибо остальные факторы (α , β , γ , ϵ) равны в данном случае нулю. Мы получаем собственно диагенетический тип окисных руд, который в триаде Al — Fe — Mn до сих пор не был известен. В дальнейшем, возникшие, в окислительной пленке железо-марганцовые накопления, прекрываясь

новым слоем осадка, обычно без следа исчезают. Это, следовательно, эфемерный, переходящий тип конкреций Fe и Mn. И хотя его практическое значение, видимо, весьма невелико, я выделяю этот тип и останавливаюсь на нем, ибо он раскрывает новую и очень характерную сторону в марганцевом рудном процессе, пропущенную геологами, исследовавшими только древние марганцевые руды.

Весьма специфичен и резко отличен от мелководно-морского механизм глубоководного океанического марганцеворудного процесса.

Суммируя участвующие в нем факторы, получаем следующую формулу:

$$R_1 = f(r, p, n, u), \quad (3)$$

где r — огромные размеры бассейна, разрешающие интенсивное фракционирование взвесей или, иначе, течение осадочной дифференциации веществ, поступающих с водосборов, и возникновение в пелагических илах зачаточных рудных концентраций элементов;

p — предельно малый занос разбавляющего нерудного материала;

n — чрезвычайная медленность осадкообразования, способствующая длительному течению диагенетического перераспределения рудных компонентов осадка и возникновению железо-марганцевых стяжений и сопровождающих элементов;

u — постоянство в течение весьма больших отрезков времени окислительных условий в осадке, что обеспечивает длительную устойчивость сформированных в диагенезе стяжений.

Подчеркнем, что рудообразование в пелагических зонах океанов не требует усиленного поступления рудных компонентов с водосборов. Оно развивается на базе обычного стока веществ благодаря интенсивному течению в океанах процессов осадочной дифференциации поступающего материала. С этой точки зрения, пелагический океанский рудный процесс есть непосредственное продолжение процесса кларкового; он вырастает из последнего, а не локально накладывается на него, как это имеет место в прибрежно-морской рудной зоне древних морей. Для возникновения пелагических океанских руд также не требуется обязательного участия вулканизма в виде гидротерм, высачивающихся на дне океанов. Интенсивная осадочная дифференциация веществ, поступающих с континентов, продолженная и усиленная перераспределением рудных компонентов в диагенезе океанических илов, сама по себе достаточна для формирования пелагических океанских руд.

Вулканизм только усиливает локально эффективность процесса, который и без него порождает руды.

Пелагический океанический марганцеворудный процесс является принципиально новым, непохожим на мелководное, прибрежное рудообразование, типом огромной практической важности. Геологи, не интересовавшиеся современным осадочным процессом, его не знали и поэтому имели односторонние теоретические представления о марганцеворудном процессе вообще.

Сопоставляя формулы (1), (2), (3), охватывающие все разнообразие механизмов современного марганцеворудного процесса, нетрудно видеть, что во всех них фигурирует фактор δ — диагенетическое перераспределение рудного компонента, дополнительно обогащающее руду или даже целиком создающее рудную концентрацию. Тем самым выясняется совершенно особое и огромное значение диагенеза в качестве процесса, формирующего марганцевые руды. Нужно сказать, что до разработки современных представлений о диагенезе (Страхов, 1953) этот процесс в качестве рудообразующего не принимался во внимание (Бетехтин, 1946), что является крупной ошибкой. Но даже и после, когда диагенез как рудообразующий фактор получил, так сказать, права гражданства, его истинная роль оценивалась

далеко не в соответствии с его действительным значением. Новые примеры этого мы увидим ниже (часть вторая).

Прибрежный и пелагический рудные процессы, локализующиеся на существенно разных участках литосферы и независимые друг от друга, могут сосуществовать во времени, т. е. хронологически совпадать. Но длительность их развития радикально различна. Прибрежный рудный процесс эпизодичен; он кратковременно вспыхивает на отдельных участках морского мелководья, а затем прекращается на весьма длительные промежутки времени. Пелагический рудный процесс по сути дела непрерывен, ибо непрерывен ход осадочной дифференциации, его порождающей. Но интенсивность его и здесь не всегда одна и та же, но подвержена колебаниям, которые вызывались главным образом периодическими изменениями скорости пелагической седиментации.

Эти соображения выявляют особую роль океанов в общей геохимии поверхности Земли. В течение всего периода своего существования — Тихий океан еще с докембрия, Атлантический и Индийский океаны с конца верхнего палеозоя — они являлись областями накопления Fe, Mn и других геохимически более подвижных микроэлементов, которые представлены здесь не только в рассеянной, точнее, в эмбрионально-рудной форме, но и в виде многих горизонтов настоящих высокопроцентных рудных концентраций. Это обстоятельство придает океаническому сектору стратисферы специфический и неповторимый геохимический облик, без учета которого невозможно получить правильное представление и о среднем химическом составе стратисферы вообще. Базировать расчеты этого состава только на данных по континентальным блокам, т. е. по геосинклиналям и платформам, невозможно. Это делает разработку геохимии океанических отложений одной из актуальных современных задач геохимии осадочных пород вообще.

5. О характере гидрохимических условий в наддонной воде, способствующих накоплению марганца в осадках

Изучение современных накоплений марганца важно еще и потому, что позволяет указать особенности гидрохимии наддонной воды, благоприятствующие рудообразованию, и черты, его тормозящие.

Марганцеворудные бассейны могут сильно варьировать по солености от совершенно пресноводных (20—70 мг/л солей) до нормально-морских (35 000 мг/л солей), но они должны быть всегда очень хорошо аэрированы, изобилуют кислородом во всей массе наддонной воды и одновременно быть щелочными ($\text{pH} > 7,2$). Как только содержание кислорода в водной массе заметно убывает, в ней начинает накапливаться марганец, и осадки получают меньшие его количества. Это очень отчетливо видно на примере Балтийского и особенно Черного морей. В последнем концентрация марганца в воде повышается до 0,2—0,3 мг/л, иногда и выше (до 0,5 мг/л), общая же масса марганца, растворенного в сероводородной черноморской зоне, оценивается величиной в 100×10^8 т. Можно сказать, что мы имеем здесь своеобразное, принципиально отличное от обычных месторождение растворенного марганца, притом огромных масштабов. Марганец как бы меняет здесь место концентрирования, уходя из осадка в наддонную воду.

Аналогичная перемена места концентрирования наблюдается в водоемах с очень низкими значениями pH, например в кратерных озерах, куда поступают кислые гидротермы, pH которых порядка 1—3. Среди таких озер Иошимура в Японии и Руттнер на о. Ява обнаружили водоемы с очень высокими концентрациями марганца в воде (до 20 мг/л), при отсутствии накоплений марганца в осадках (Yoshimura, 1931; Ruttner, 1931).

Отметим еще одно существенное обстоятельство. Fe и Mn, поступающие с водосборов в хорошо аэрируемые бассейны, должны приноситься в основном в виде минеральных соединений, а не металлоорганических комплексов или соединений с гумусовыми веществами. Последние, отличаясь большой устойчивостью, резко повышают миграционную способность железа и марганца и способствуют их рассеиванию, а не концентрированию в осадках. В проточных озерах гумусовые соединения благоприятствуют транзиту Fe и Mn через всю озерно-речную систему, а в морях — их рассеянию по всей акватории моря, а не локальному концентрированию в прибрежной зоне.

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

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ОЛИГОЦЕНОВЫХ РУД ЮГА СССР

Глава I

ОБЩИЙ ХОД ОЛИГОЦЕНОВОГО МАРГАНЦОВОРУДНОГО ПРОЦЕССА И ЕГО ФАЦИАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ФОН. ПОЗИЦИЯ РУД В БАССЕЙНОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

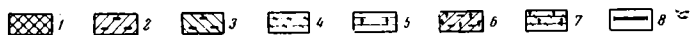
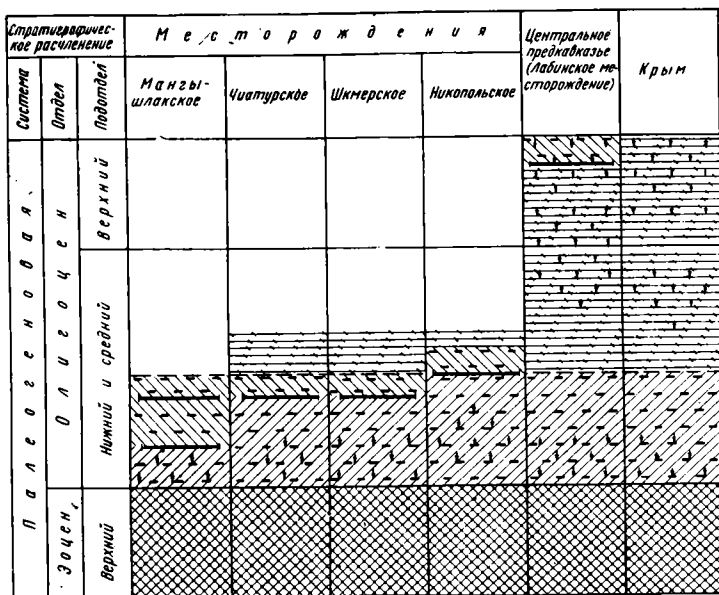
С олигоценовыми отложениями юга СССР и сопредельных территорий связано значительное число месторождений марганца — у г. Варны, на Южной Украине (Южно-Украинский бассейн), в Закавказье (Чиатуры и др.), на Северном Кавказе (р. Лаба), Мангышлаке. Эти месторождения открыты давно, и некоторые из них (Чиатурское, Никопольское) к настоящему времени изучены весьма обстоятельно и разносторонне.

К сожалению, исследование каждого месторождения велось до последнего времени изолированно от других, без каких-либо сопоставлений их между собой, а также без сравнения с синхроничными вмещающими породами. Это обстоятельство сильно тормозило познание закономерностей марганцеворудного процесса в олигоценовом бассейне. Нам кажется, что настало время обратиться к сравнительно-геохимическому анализу марганцевых руд и изучать ход и механизм олигоценового марганцеворудного процесса в целом на фоне общей геохимии рудообразующего бассейна. Именно таким образом и была выполнена предлагаемая читателю работа.

При сопоставительном анализе олигоценовых руд мы ограничимся только несколькими главными вопросами. Прежде всего — установлением геохронологии марганцевых руд и марганцепроявлений в разных точках олигоценового бассейна, их взаимной увязкой и выяснением общего хода марганцеворудного процесса во времени. Далее рассмотрим общий фациально-геохимический фон, на котором шло рудообразование, а также тектоническую позицию разных месторождений. При изучении самих руд мы остановимся на генетическом анализе современной минералогической зональности месторождений и строения их рудного горизонта, а также на закономерностях распределения марганца и тех сопутствующих микроэлементов (V, Cr, Co, Ni, Cu, Mo, W, Zn, Pb, Ge, Ga), какие рассмотрены в предыдущих разделах книги. Наконец, особое внимание будет уделено механизму формирования руд в олигоценовое время и сопоставлению его с механизмом современного накопления марганца.

I. ВОЗРАСТ МАРГАНЦОВЫХ РУД РАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ОБЩИЙ ХОД ОЛИГОЦЕНОВОГО РУДНОГО ПРОЦЕССА

Работами последних 10 лет установлено, что руды олигоценовых отложений делятся на две возрастные группы. Одна из них принадлежит к нижнему олигоцену и включает Варненское и Южно-Украинское, Чиатурское и Мангышлакское месторождения; вторая относится к са-



Фиг. 80. Стратиграфическое сопоставление олигоценых месторождений (по Л. Е. Штеренбергу, Л. А. Козьяр и др., 1964)

Растительность: 1 — субтропическая влаголюбивая лесная; 2 — обедненная субтропическая влаголюбивая лесная с небольшим участием широколиственных элементов; 3 — сильно обедненная ксерофитизированная субтропическая лесная, с небольшим участием широколиственных элементов; 4 — широколиственная лесная, с участием субтропических элементов; 5 — смешанная хвойно-широколиственная; 6 — обедненная субтропическая влаголюбивая лесная, с небольшим участием широколиственных и хвойных пород; 7 — широколиственная лесная, с участием субтропических элементов и хвойных пород; 8 — положение марганцевого оруденения в разрезе

тому концу олигоцена и началу миоцена и представлена всего единственным месторождением Северного Кавказа на р. Лабе (Калиненко, Швембергер, 1963). Таким образом, мы имеем основание говорить о двух марганцеворудных эпохах: нижнеолигоценовой и верхнеолигоценово-нижнемиоценовой. Учитывая, что в месторождениях нижнего олигоцена накопились массы руды порядка нескольких миллиардов тонн, а в верхнем олигоцене — нижнем миоцене всего около 10 миллионов тонн, нетрудно видеть, что мы сталкиваемся с двумя количественно несоизмеримыми явлениями, из которых первое по крайней мере на 2,5—3 порядка крупнее второго. Естественно, когда речь заходит об олигоцене марганценокопчении, то имеют в виду, как правило, именно эту грандиозную нижнеолигоценовую марганценоносную эпоху, по отношению к которой верхнеолигоценово-нижнемиоценовая имеет характер небольшого дополнительного эпизода.

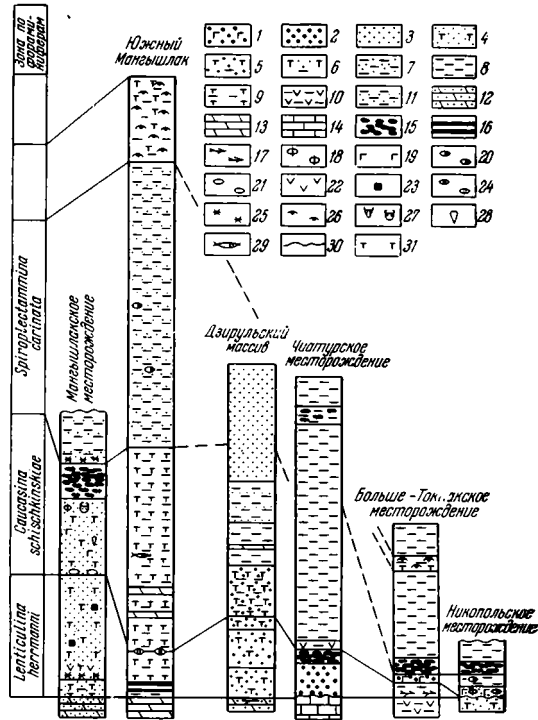
Среди геологов распространено представление, согласно которому месторождения нижнеолигоценовой эпохи строго одновозрастны и образовались в один и тот же момент времени. Нам казалось важным проверить, так ли обстоит дело в действительности; поэтому этот вопрос изучался двумя коллективами авторов независимо друг от друга. На фиг. 80 показана стратиграфическая увязка, данная Л. Е. Штеренбергом, Л. А. Козьяр и др. (1964). Из нее видно, что строгой синхронности месторождений нет. Раньше всего начался рудный процесс на Ман-

гышлаке, причем протекал здесь в две фазы: слабо — в узунбасское время и более интенсивно — в кюлусское. В Чиатурах, Аджамети-Чхари, Колоси-Блаше и других точках оруденение было одновременным и очень близким по времени образования к кюлусскому на Мангышлаке. Что же касается руд Южно-Украинского бассейна, то они немного моложе чиатурских и относятся к самым верхам нижнего олигоцена. Несколько иная интерпретация хронологических соотношений марганцевых руд дана В. Г. Морозовой др. (1968). По этой схеме (фиг. 81), наиболее ранним оказывается Чиатурское месторождение, Мангышлакское же и Южно-Украинское сформировались несколько позже и почти одновременно.

Судя по обеим схемам, вопрос о реальных временных соотношениях внутри группы нижнеолигоценовых месторождений пока не поддается однозначному решению. Имеющиеся флористические и фаунистические данные позволяют сопоставлять их по-разному. Существенно, однако, что ни в одной из сопоставляемых схем возраст нижнеолигоценовых руд не является строго идентичным, хотя хронологические различия и невелики. Несомненно, что утверждение о строгой đồngовозрастности нижнеолигоценовых руд несостоятельно. Эти руды только близки по времени своего формирования, но считать их строго одновременными пока невозможно из-за недостаточной обоснованности их возраста флористическими и палеонтологическими данными.

Чрезвычайный интерес представляют сведения о признаках накопления марганца в отложениях, подстилающих нижнеолигоценовые, а также разделяющих два олигоценовых рудных горизонта.

В Никопольском месторождении, по данным В. И. Грязнова, мергели, мергелистые глины и алевриты киевской свиты «в районе Малой Белозерки содержат 0,23—1,7% Mn. Среднее значение из четырех образцов составляет 0,8% Mn, что в 8 раз превышает кларк Mn в земной коре. Если учесть, что мощность киевских отложений измеряется несколькими десятками метров и распространены они широко, то даже при таком небольшом содержании общее количество марганца, сосредоточенное в по-



Фиг. 81. Стратиграфическое сопоставление олигоценовых месторождений (по В. Г. Морозовой и др., 1968)

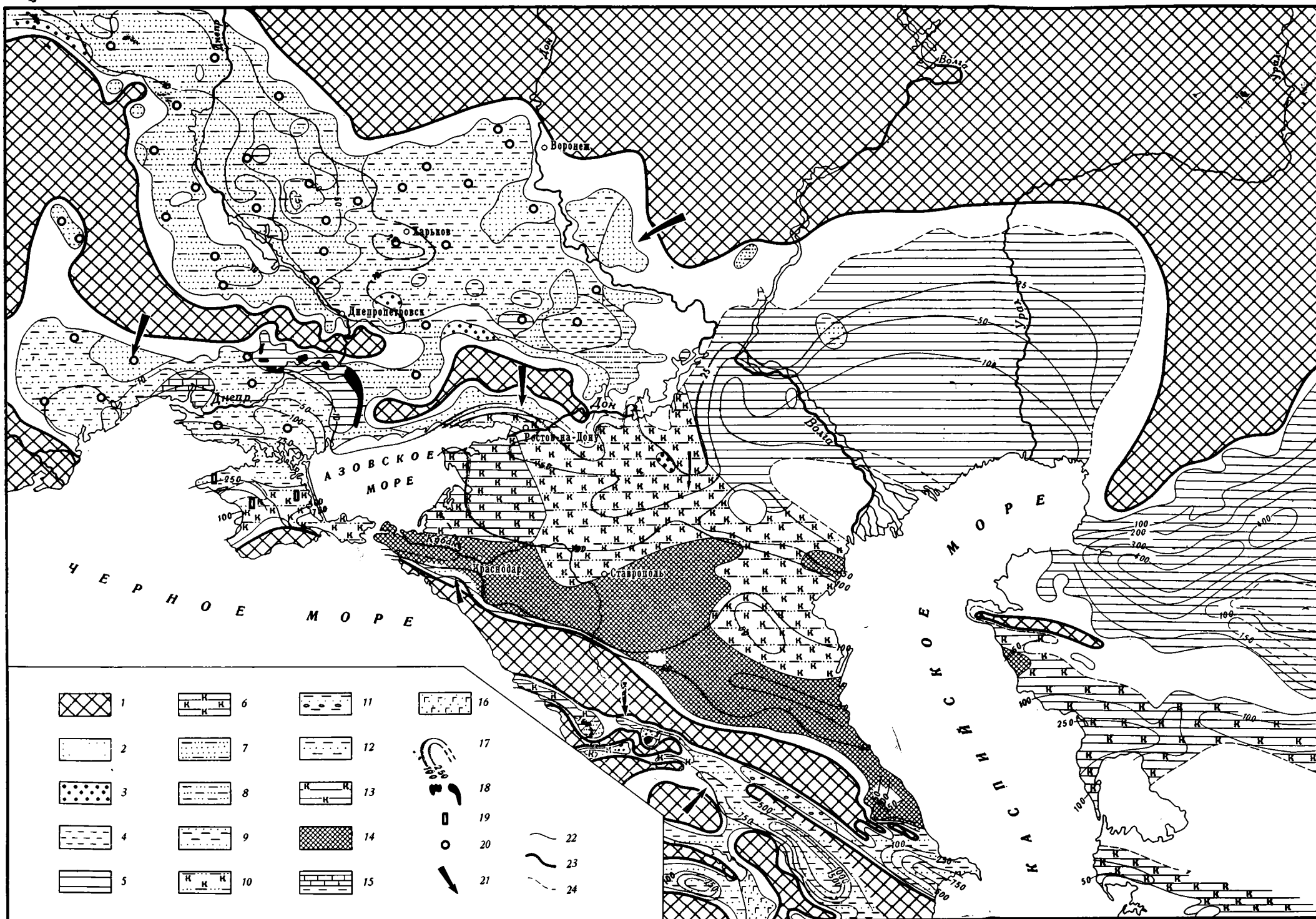
- 1 — гравелиты кварцевые, с глаукоцитом; 2 — песчаники мелкозернистые; 3 — песчаники тонкозернистые; 4 — алевриты неравномерно известковистые; 5 — глины песчаные, известковистые; 6 — глины алевритовые известковистые; 7 — глины алевритовые; 8 — глины; 9 — глины известковистые; 10 — глины кремнистые; 11 — глины с прослоями алевритового материала; 12 — мергели песчанистые; 13 — мергели; 14 — известняки; 15 — марганцевые руды; 16 — прослой пород с повышенным содержанием марганца; 17 — углефицированные растительные остатки; 18 — стяжения фосфорита; 19 — глаукоцит; 20 — конкреции с повышенным содержанием марганца; 21 — известковые конкреции; 22 — кремнистость; 23 — пирит и марказит; 24 — конкреции доломита; 25 — ожелезнение; 26 — остракоды; 27 — крабы; 28 — зубы рыб; 29 — остатки скелета рыб; 30 — размыв; 31 — известковистость

родах киевской свиты, ... очень велико» (Грязнов и др., 1964, стр. 275). «В пределах Больше-Токмакского месторождения и западнее надрудные глины содержат в среднем 0,5% Mn (0,15—0,84%), а в районе Малой Белозерки — в среднем 0,27% Mn (0,15—0,41%). Таким образом, в надрудных глинах также сосредоточено значительное количество марганца в рассеянном состоянии» (там же, стр. 276). Имеются указания на наличие повышенных содержаний марганца в конкрециях среднеолигоценовых отложений западной части Южно-Украинского бассейна (Н. М. Баранова, устное сообщение). Поскольку содержания марганца в киевских и надрудных слоях резко выше кларковых, мы вправе рассматривать их в качестве зачаточной стадии рудного процесса. В таком случае получится, что марганцоворудный процесс на Украинском массиве был многоактным явлением, состоявшим из ряда кратковременных рудообразовательных эпизодов. Один из них имел место задолго до формирования собственно Никопольского месторождения, другие гораздо позже него. Этот эпизодически проявлявшийся марганцоворудный процесс, однако, в большинстве случаев был выражен слабо, зачаточно (эмбрионально), и только в короткий момент нижнего олигоцена, как бы вспыхнув, приобрел огромную силу.

В других нижнеолигоценовых месторождениях юга СССР мы обнаруживаем аналогичные соотношения. Так, Г. А. Авалиани и др. (1966) было показано, что на Грузинской глыбе вблизи Чиатуры слабые накопления марганца разного генезиса, в том числе и осадочного, имели место еще в верхнемеловое и эоценовое время. А. Г. Бетехтин (1936, 1937а) отметил в Чиатурах слабое оруденение в верхах хадумской толщи и указал также следы накопления марганца в верхах майкопской свиты. Стало быть, и здесь марганцоворудный процесс состоял из нескольких эпизодов, растянувшихся на длинный промежуток времени, но был большей частью очень слаб, эмбрионален и только в хадумское время резко вспыхнул, дав чиатурские руды. На Северном Кавказе (р. Лаба) марганцепроявления зафиксированы В. В. Калининко в разрезе хадума, а также на границе нижнего и среднего майкопа, т. е. много раньше возникновения собственно лабинских руд. На Мангышлаке, по данным Е. С. Тихомировой, слабая, но широко распространенная по площади, марганцовистость пород отмечается в узунбасской свите, подстилающей рудную, а также в кенджалинской, залегающей над куюлуской. Таким образом, во всех рассмотренных регионах рудный процесс неоднократно эпизодически проявлялся с верхнеэоценового времени до нижнего миоцена включительно. *Интенсивное накопление руд в нижнеолигоценовом бассейне было только кратковременной вспышкой среди других, имевших характер эмбрионального рудного процесса.* При этом геохронологически резкое обострение рудообразования в Никополе, Чиатурах и на Мангышлаке было несколько одновременным, хотя и не слишком сильно отстояло во времени; существенно отличным хронологически было только рудоотложение на Лабе.

К сожалению, почти нет соответствующих наблюдений над распределением марганца в разрезах других марганцоворудных бассейнов. Но в Северо-Уральских месторождениях, как показал Л. Е. Штеренберг (1963), зачаточный рудный процесс также проявился как в более древних (верхнемеловых), так и в более молодых, но еще палеоценовых отложениях. Здесь, следовательно, повторяется то же явление, что и в месторождениях юга СССР.

Поэтому нам кажется возможным уже сейчас принять, что процесс образования всех осадочных марганцовых руд был многоактным, пульсирующим и растягивался на большие промежутки времени, но в большинстве вспышек протекал очень слабо, и только в отдельные краткие моменты резко обострялся, и тогда формировались месторождения.



Фиг. 82. Палеогеография нижнеолигоценовой (эпохи по Атласу литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, 1961).

1 — области размывов; 2 — пески и песчаники средне- и мелкозернистые; 3 — пески и песчаники грубозернистые; 4 — глины алевритистые; 5 — глины; 6 — глины карбонатные; 7 — чередование песков (преобладают) и алевритов; 8 — пески глинистые, глины песчаные; 9 — чередование песков и алевритов; 10 — глины алевритистые, карбонатные; 11 — чередование песков, алевритов и гравийно-галечных прослоев; 12 — чередование алевритистых глин и песков; 13 — переслаивание глин бескарбонатных и карбонатных; 14 — мергели и высококарбонатные глины; 15 — глины с простоями известняков; 16 — туфы и туфогенные породы основного состава; 17 — линии равных мощностей; 18 — месторождения и участки рудопроявлений марганца; 19 — конкреции сидерита и анкерита; 20 — глауконит; 21 — главное направление сноса обломочного материала; 22 — границы литологических комплексов; 23 — границы областей размыва; 24 — границы выклинивания или размыва литологических комплексов.

р
«Г
гл
лс
р
в
пс
ол
нс
и
ил
че
гс
ва
со
Э
в
и
рс

ж
бс
лс
ст
(1
то
св
ск
нс
вс
(р
ха
ра
да
пл
ст
ск
не
нв
ол
ли
хс
ту
сл
че

ле
в
(1
(в
нв
рс

Поэтому нам кажется возможным уже сейчас принять, что процесс образования всех осадочных марганцевых руд был многоактным, пульсирующим и растягивался на большие промежутки времени, но в большинстве всплеск протекал очень слабо, и только в отдельные краткие моменты резко обострялся, и тогда формировались месторождения.

II. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВОГО БАССЕЙНА И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ ВНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В дальнейшем мы рассмотрим отдельно палеогеографию и фации нижнеолигоценового моря, когда отложились главная масса Мп, и палеогеографию конца олигоцена — начала миоцена, когда возникло лишь небольшое Лабинское месторождение.

1. Палеогеография и фации нижнеолигоценового бассейна

На фиг. 82 показаны очертания нижнеолигоценового моря и типы его отложений¹.

Как видим, нижнеолигоценовый бассейн имел явно выраженное широтное простираие и занимал Днепровско-Донецкую, Прикаспийскую, Черноморско-Предкавказскую впадины, зону Рионской и Куринской депрессий и отдельные участки Малого Кавказа.

На этой огромной территории только на одном очень ограниченном участке Малого Кавказа — в полосе от юго-восточного окончания оз. Севан до р. Аракс — имел место наземный вулканизм. Остальная часть площади моря была лишена как наземных, так и подводных очагов вулканизма и питалась осадочным материалом за счет размыва водосборов. Западнее моря, в области Родопского массива, в нижнеолигоценовое время возникли поднятия, отложенные разломами, вдоль которых действовали вулканы, создавшие значительные накопления кислых лав и туфов. Некоторые, очень небольшие количества туфового материала были занесены ветрами в область Варненского залива и образовали здесь маломощные прослой пеплов в разрезе рудного горизонта. На прочих частях бассейна вулканические пеплы нигде не установлены.

По характеру осадков площадь моря делится на четыре участка.

Первый занимает Днепровско-Донецкую впадину; восточная его граница идет от восточного конца Донецкого острова до ст. Фролово. Отличительная черта этой площади моря — значительное развитие кварцевоглауконитовых песков при подчиненном значении глин. На некоторых участках прибрежной зоны — вдоль Азово-Подольского массива, северного побережья Донецкого острова, а также вдоль северного берега моря, особенно к юго-западу и юго-востоку от Воронежа — пески слагают разрез полностью, причем местами они грубозернистые. Но в более внутренних частях Днепровско-Донецкой впадины пески чередуются с глинами в различных соотношениях и сами становятся глинистыми. В восточной половине Днепровско-Донецкой полосы роль глин в сложении нижнеолигоценовых осадков больше, чем в западной. Появляются небольшие площади, разрез которых образуют только глины. Наибольшая из таких площадей локализована к северу от восточного края Донецкого острова. Для всего Днепровско-Донецкого участка нижнеолигоценового моря характерна полная безызвестковистость осадков ($\text{CO}_2 < 0,5\%$, чаще $0,2\%$), обилие глауконита, а также некоторая их окремненность, вызванная наличием спикул губок и аморфного кремнезема. Мощность отложений по периферии впадины обычно в пределах немногих метров (< 10 м); в центральной части 20—30 м. Следовательно, в целом площадь Днепровско-Донецкой впадины была районом медленной седиментации.

Второй, или причерноморский, участок располагается между р. Серет на западе и линией от Симферополя на Донецк. Северным его ограничением

¹ В основу построения положена карта раннего олигоцена из «Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» (1961). Некоторые исправления палеогеографических границ сделаны только в районе Южно-Украинского марганцеворудного бассейна и в зоне Рионской депрессии.

служит Азово-Подольский массив, на юге нижнеолигоценовый бассейн уходит на территорию современного Черного моря.

Песчаные осадки с глауконитом сохранились только в двух местах: в заливе к юго-востоку от г. Хмельницкого и восточнее г. Кишинева, но отлагались они, по всей вероятности, и вдоль всего северного побережья причерноморского участка. На большей части его образовалась толща переслаивающихся песков и глин. По мере удаления от северного побережья к Сивашу и Присивашью роль глин в разрезе возрастает, и они начинают резко доминировать. Ближе к Горному Крыму количество песков опять увеличивается. Глины развиты в относительно узкой полосе вдоль северо-восточного побережья причерноморского участка. Известковистость отложений заметно больше, чем в осадках Днепровско-Донецкой впадины: содержание CO_2 возрастает до нескольких процентов (максимум до 5%), что отвечает 7—8% CaCO_3 ; при этом известковистость увеличивается к югу. К северо-востоку от Одессы намечается пятно сильно известковых отложений.

Мощности осадков в самой западной части причерноморского участка меньше 10 м, на большей же его части они возрастают до 50, потом 100 м, а в срединной зоне (у Джанкоя) достигают 385 м. Таким образом, причерноморский участок в нижнеолигоценовое время подвергся интенсивному прогибанию, с поступлением в него больших масс терригенного материала.

Третий, предкавказский, участок занимает главную часть нижнеолигоценового моря. С юга его ограничивают Кавказский и Куринский острова; с севера — Русская платформа и герциниды Урала. На этой огромной площади прибрежные песчаные осадки уцелели лишь в ничтожной степени и кое-где: в полосе к югу от Донецкого острова, в очень узкой зоне на Мангышлаке, к югу от мегантинклинали Каратау. В крупном заливе севернее Астрахани повсеместно развиты темные «майкопского типа» глины, безызвестковистые, с содержанием $\text{CO}_2 < 1\%$. Те же глины занимают большую площадь к северо-востоку от п-ова Мангышлак. Юго-западнее линии Донецкий остров — Мангышлак на всем пространстве до Кавказа в нижнеолигоценовое время отлагались известковистые глины, причем по направлению к югу известковистость пород все возрастала. CO_2 содержится до 5%. Вблизи Кавказа среди глин появляются прослой мергелей. На восточном побережье Каспия к югу от Мангышлакского острова также развиты известковые глины, переслаивающиеся с глинами безызвестковыми. Вся территория глинистых осадков представляет собой, несомненно, пелагическую область нижнеолигоценового моря, на платформе, вероятно, относительно мелководную, в Предкавказском же передовом прогибе — глубоководную.

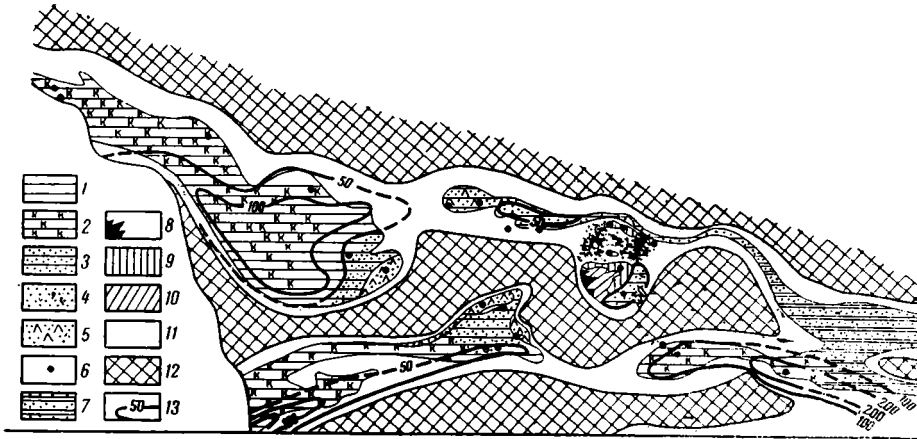
Интересную особенность этой пелагической части моря представляет наличие почти в середине ее полосы, в которой в переслаивании с глинами встречаются пески. Эта полоса начинается у восточного окончания Донецкого острова и тянется к г. Ставрополю. После перерыва глины, переслаивающиеся с песками, встречаются вблизи Каспийского побережья к северу от г. Махачкала. Занос песка на участок глинистой седиментации был обусловлен, вероятно, морскими течениями. Возможное направление их показано на карте стрелками (см. фиг. 82).

Мощности отложений вблизи северного побережья невелики (25 м), но быстро возрастают к югу, достигая 100 м и более. На преобладающей части площади предкавказского участка накопилось более 100 м осадков. Особенно большие их мощности (400 м) наблюдаются на герцинской платформе к северо-востоку от Мангышлакского острова.

Четвертый участок расположен к югу от Кавказского острова. В него входят Рионская и Куринская депрессии и Малый Кавказ. По палеогеографии он резко отличается от трех выше описанных территорий. Это типичное островное геосинклинальное море. В проливах между островами

повсеместно отлагались толщи песков, переслаивающихся с глинами. Мощности резко колеблются от немногих десятков до многих сотен, а местами даже тысяч метров.

Из общей площади островного моря представляет интерес только та часть ее, которая находится на крайнем северо-западе, на территории современной Грузии, так как именно на ней расположено крупное Чиатурское месторождение. На фиг. 83 палеогеография и осадки этой площади отражены в более крупном масштабе.



Фиг. 83. Палеогеография нижнеолигоценового бассейна на территории Грузии и сопредельных участков (по Г. Ю. Бутузовой и Л. Е. Штеренбергу, 1964)

1 — глины; 2 — глины карбонатные; 3 — глины песчано-алевритистые и глинистые алевриты; 4 — пески и песчаники; 5 — песчаники спонголитовые; 6 — места отбора проб для анализов; 7 — переслаивание глин и песчаников; 8 — окисные марганцевые руды; 9 — карбонатные марганцевые руды; 10 — смешанные окисно-карбонатные марганцевые руды; 11 — участки размывов; 12 — суша; 13 — линии равных мощностей

В нижнем олигоцене здесь существовали два широтно вытянутых пролива, довольно прихотливых очертаний, между которыми лежала суша. К востоку от Дзирульского массива проливы объединялись, уходя в Куринскую депрессию. На западе северного пролива широко развиты карбонатные глины с содержанием CaCO_3 до 35%. Преобладают тонкие глины, в которых фракция $< 0,01$ мм составляет 85—95% породы. Алевритовые разности встречаются в разрезе спорадически в виде прослоев и линз. Это, видимо, относительно глубоководные отложения. В сторону суши карбонатные глины сменяются песчано-алевритовыми осадками, глинистыми алевритами и спонголитовыми песчаниками (у Зеда-Хунци и Таргамули). Мощности осадков по краям пролива измеряются немногими десятками метров, в срединной зоне более 100 м. В районе Рачи и Лечхуми отлагались кремнистые глины; восточнее узкой полосой песчанистые глины и алевриты с прослоями песчаников. Еще далее к востоку северный пролив переходил в более широкий бассейн Куринской депрессии. В этой части пролива развиты разнотернистые пески и глины. Для песчаных отложений характерно наличие прослоев и линз грубозернистых и конгломератовидных разностей, включения крупных остатков древесины плохой сохранности, что свидетельствует о мелководных прибрежных условиях седиментации. В заливе, располагавшемся севернее Дзирульского массива, накапливались главным образом песчанистые глины и глинистые алевриты. Мощности осадков в срединной зоне северного пролива и в Дзирульском заливе 20—30 м; только на небольшом участке они превосходят 50 м.

Подобным образом изменяются осадки южного пролива. На западе, в центральной полосе пролива, отлагались относительно глубоководные

карбонатные глины, в районе Аджамети — Чхари — мелководные мелкозернистые спонголитовые песчаники. В восточной части южного пролива сохранились лишь относительно глубоководные карбонатные глины; восточнее они сменяются толщей переслаивания слабо песчаных глин и песчаников. Мощности отложений в южном проливе того же порядка, что и в северном.

Таким образом, седиментация в нижнеолигоценовом море имела отчетливо выраженный терригенный характер, при очень слабо развитом карбонато- и кремненакоплении.

Так как в это же время на многих площадях моря возникли в огромном количестве марганцовые руды, то, естественно, возникает вопрос: в чем же состояла специфика физико-географических условий нижнеолигоценового бассейна сравнительно с эоценовым, когда рудообразования либо не было, либо оно протекало в зачаточной форме?

Две особенности отличали нижнеолигоценовое время на юге СССР от верхнеэоценового: изменившиеся тектонический режим и климат.

Как видно из сравнения карт (фиг. 82 и 84), нижнеолигоценовое время отличалось от верхнеэоценового, прежде всего, заметным уменьшением площади моря. Северная граница бассейна на Русской платформе повсеместно отчетливо отодвинулась к югу. Восточная часть Азово-Подольского массива вышла из-под уровня моря и превратилась в узкий длинный, прихотливых очертаний полуостров, тогда как в верхнеэоценовое время она представляла собой цепь островов. На юге появился остров на месте Горного Крыма, а кавказская суша резко разрослась. Гораздо больше островов стало на площади Малого Кавказа. Все в целом создает отчетливую картину регрессии моря в раннеолигоценовое время. Местами, однако, на общем регрессивном фоне происходили движения обратного знака. Так, Азово-Подольский массив в самом конце эоцена испытал гораздо большую регрессию, чем это видно на нижнеолигоценовой карте, но в нижнем олигоцене море опять захватило часть его. Это следует из отчетливо трансгрессивного залегания нижнеолигоценовых отложений на эоценовых и более древних, вплоть до докембрийских, и на их коре выветривания, вдоль южного побережья Азово-Подольского массива, в полосе развития марганцовых руд.

Трансгрессивно на меловых отложениях располагается нижний олигоцен и на площади Дзиркульского массива, на Чиатурском и других более мелких марганцовых месторождениях Грузии.

Таким образом, палеогеографические изменения на границе эоцена — олигоцена протекали сложно и общая регрессия моря включала небольшие локальные возвраты морского режима после кратковременного более крупного осушения.

Другой характерной чертой нижнеолигоценового времени, в отличие от верхнеэоценового, являются резко возросшие мощности осадков. Эта особенность слабо проявляется на территории Днепровско-Донецкой и отчасти Причерноморской впадин, но отчетливо видна на предкавказском участке. Здесь мощности нижнего олигоцена возросли по сравнению с верхнеэоценовыми в 1,5—2 раза (в разных местах по-разному). Увеличились они и в островном море к югу от Кавказского острова. Это указывает на более высокий рельеф суши, особенно на востоке (герцинская суша) и на юге изучаемой территории, что вызывало усиление сноса с нее. «Олигоценовая эпоха и начало миоценовой, — пишут авторы «Истории геологического развития Русской платформы и ее обрамления», — отвечают новому этапу геологического развития, выразившемуся в дальнейшем усилении поднятий и расширении суши в области Русской платформы и началу замыкания первичных и вторичных геосинклинальных прогибов в Карпатско-Балканском и Крымско-Кавказско-Юпетдагском подвижных поясах» (Атлас..., 1964, стр. 167).

Третьей характерной особенностью нижнеолигоценового времени является резкое падение карбонатности осадков, вместо которой развивается кремненакопление. В самом деле, если в эоцене на центральных участках Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин накапливались высококарбонатные мергели, прослоенные известковыми глинами, то в нижнеолигоценовое время на всей Днепровско-Донецкой впадине осадки практически лишены CaCO_3 , зато несколько окремнены. В Причерноморской впадине известковистость сохраняется лишь в низах нижнеолигоценовых отложений, причем и здесь оказывается достаточно малой. На огромном предкавказском участке слабо известковые осадки возникали лишь вблизи Кавказского острова, на остальной площади они безызвестковисты.

На площади Рионской впадины карбонатность нижнеолигоценовых отложений достигает 35%. Резкое регионально выраженное падение известковистости осадков представляет собой одно из ярчайших проявлений тех сдвигов в седиментогенезе, какие сопровождали регрессию нижнеолигоценового моря.

В чем причины этого явления?

Одной из них была усилившаяся денудация водосборных площадей, вызванная региональными поднятиями и сокращением акватории бассейна. Поступление увеличенных масс обломочных частиц действовало разбавляюще на осаждающийся из наддонных вод карбонат кальция, и осадки, естественно, становились менее известковистыми. Однако эта причина все-таки не была главной. На площади Днепровско-Донецкой впадины мощности отложений в нижнем олигоцене существенно не возросли, а осадки все же стали бескарбонатными. В огромном предкавказском участке мощности пород нижнего олигоцена возросли в 1,5—2 раза, а известковистость упала во много раз. Кроме того, изменения сводились не просто к резкой убыли CaCO_3 ; вместо него стал накапливаться кремнезем, особенно на территории Днепровско-Донецкого участка моря. Иными словами, произошла явная перестройка аутигенного седиментационного процесса.

Такого рода трансформации осадконакопления происходят обычно под влиянием изменений климатических условий в самом бассейне и на его водосборах. Следы климатических перемен действительно имеются.

Как видно из фиг. 85, верхнеэоценовое море юга СССР располагалось в субтропической зоне, непосредственно примыкавшей к аридной полосе северного полушария. Специфическую особенность населявшей верхнеэоценовые субтропики вечнозеленой флоры составляет, по А. Н. Криштофовичу (1955), то, что она была наиболее типичной тропической флорой из существовавших в Европе и по составу довольно сильно напоминала индомалайскую флору тропической Азии.

Это сходство может свидетельствовать о том, что температура эоценового времени была достаточно высока и напоминала современную тропическую. Большой была и влажность.

В течение олигоцена климатические условия в описываемом регионе стали существенно иными. «Время рудообразования характеризуется умеренным климатом, немного более холодным, чем климат, существовавший при формировании нижней части надрудной толщи. Об этом свидетельствуют, помимо результатов изучения спор и пыльцы, находки в рудном слое зерен медово-желтого янтаря, а также отсутствие здесь широко распространенных в надрудной толще крупных широкореберных пектенид, относимых М. Ф. Носовским к группе *Pecten complanatus*» (Селин, 1961, стр. 214). Аналогичное похолодание климата было отмечено А. Н. Гладковой (1953) для времени отложения низов майкопской свиты Северного Кавказа. В Грузии субтропическая лесная влаголюбивая флора позднего эоцена сменилась сначала обедненной субтропической, а потом широколист-

венной лесной растительностью умеренного облика с участием субтропических элементов и смешанной хвойно-широколиственной лесной растительностью (Штеренберг и др., 1964). Хадумский паликологический комплекс, помимо признаков похолодания, имеет также признаки некоторой ксерофитизации, что неудивительно, ибо южнее в непосредственной близости располагалась аридная зона. Признаки похолодания и усиления засушливости отмечаются и в нижнеолигоценовых отложениях Мангышлака.

Понижение температуры как раз и было, вероятно, главным фактором, обусловившим перестройку аутигенного осадконакопления в самом начале нижнеолигоценового времени. Оно сказалось неблагоприятно на развитии известывыделяющих организмов и, наоборот, стимулировало процветание кремневых.

Итак, специфику нижнеолигоценового времени вообще и эпохи накопления марганцовых руд в частности составляет сочетание усилившейся тектонической активности региона — поднятий и денудации — с явно выраженным похолоданием и местами некоторой ксерофитизацией климатического режима.

2. Особенности минерального состава терригенного компонента нижнеолигоценовых пород

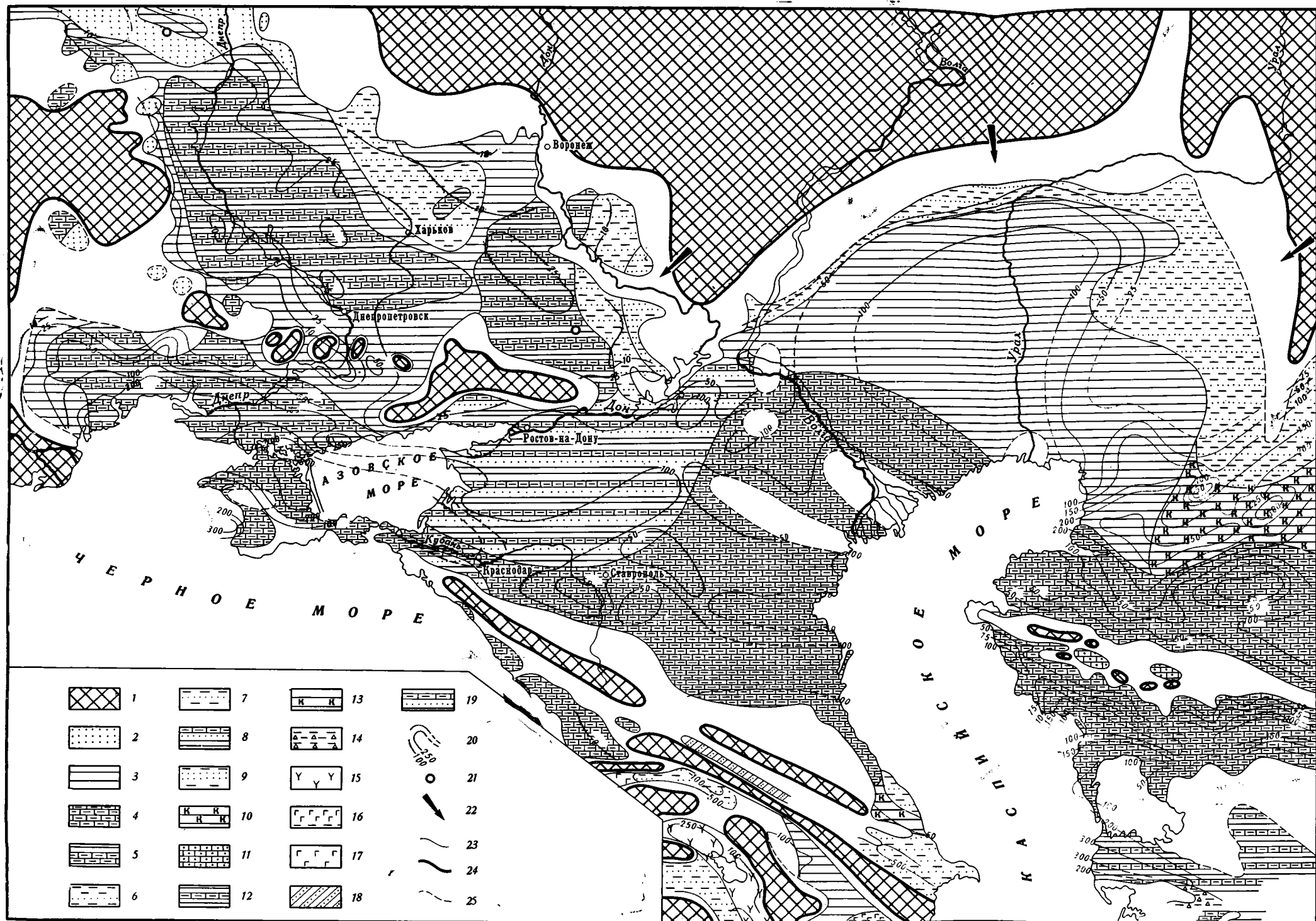
Обращаясь к вещественному составу олигоценовых пород, рассмотрим прежде всего состав песчано-алевритового и глинистого материала.

На схеме (фиг. 86) нанесены точки, для которых имеются определения терригенных зерен, отчасти сделанные при выполнении настоящей работы, но главным образом заимствованные из довольно обширной литературы. В табл. 74 и 75 приведены наиболее типичные из анализов.

На той же схеме показано распределение кварца на площади моря, причем градации приняты следующие: $> 75\%$; $75-50\%$ и $< 50\%$; первая градация отвечает олигомиктовым, вторая — мезомиктовым, последняя — полимиктовым песчаникам.

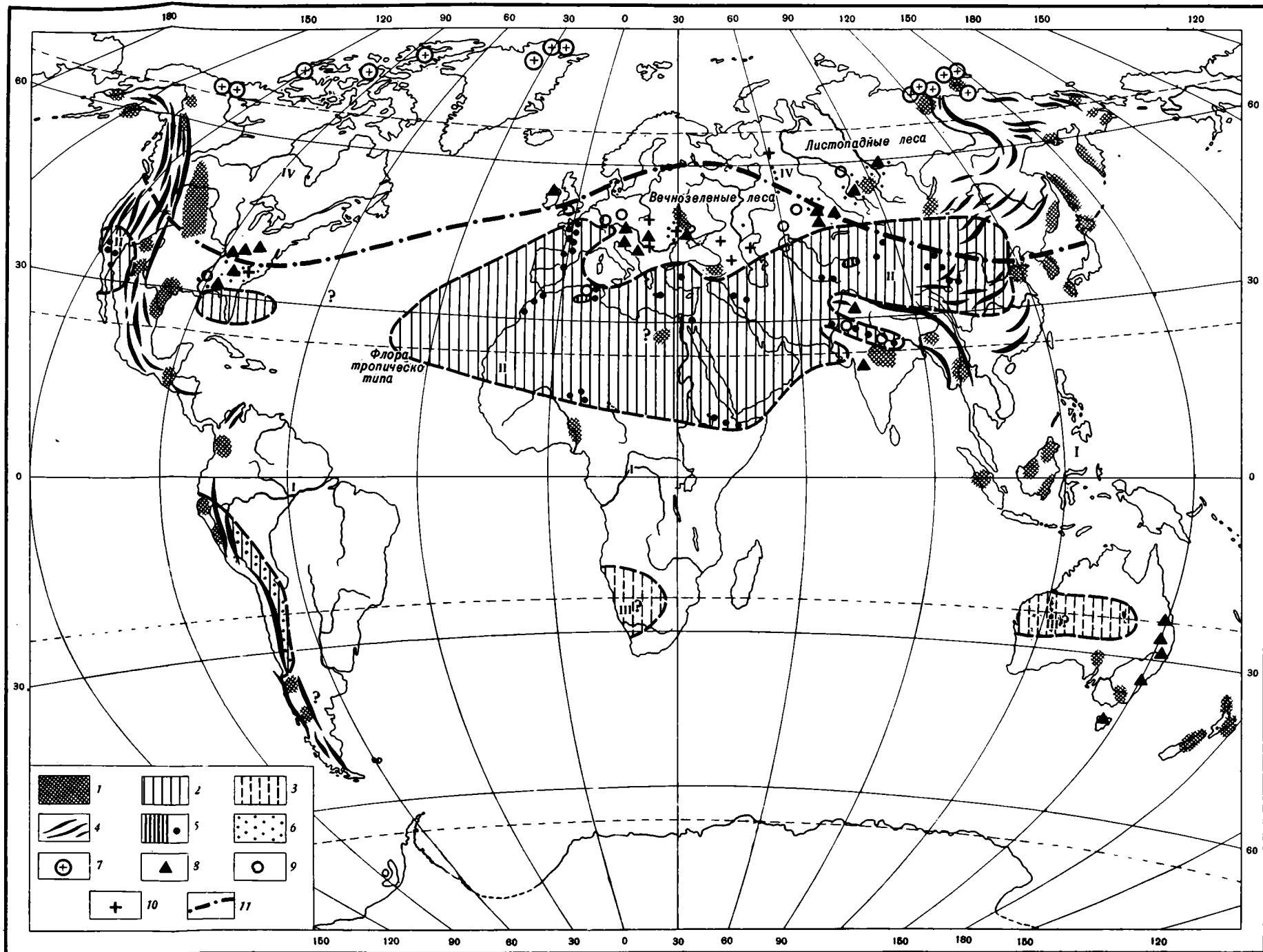
Как видим, выделяются три полосы. Первая локализована в Днепровско-Донецкой впадине и далее к востоку, на платформенной части бассейна. Здесь отлагались либо чисто кварцевые песчаники с содержанием кварца $90-98\%$, либо олигомиктовые, в которых кварца $80-86-88\%$. Полевые шпаты представлены единичными зернами или составляют немногие проценты ($2-3\%$); изредка содержание их поднимается до $7-10-15\%$. Обломков пород нет. Вторая зона протягивается параллельно первой от южной части Причерноморской впадины через среднюю часть Предкавказской впадины к Мангышлаку. В этой полосе содержание кварца находится обычно в пределах $75-50\%$, т. е. обломочные породы принадлежат к группе мезомиктовых. Полевых шпатов $30-40\%$. Появляются обломки пород, порой в больших количествах. Третья зона обрамляет Кавказский остров с севера и занимает Рионскую, Куринскую депрессии и Малый Кавказ. Здесь кварца в легкой фракции обычно $10-20\%$, иногда меньше и редко больше. Полевых шпатов $14-40\%$; но иногда и до 80% , т. е. песчаники становятся аркозовыми; обломков пород обычно более 60% , и только в аркозовых их доля падает до немногих процентов. Это — наиболее типичные полимиктовые песчаники.

Нетрудно видеть, что описанная зональность строго закономерна и отвечает рельефу и тектонической активности разных участков водосбора нижнеолигоценового моря. На платформе тектоническая активность и расчлененность водосбора были минимальны — с нее сносились продукты глубокого выветривания коренных пород; на прилежащих участках моря отлагались олигомиктовые пески.



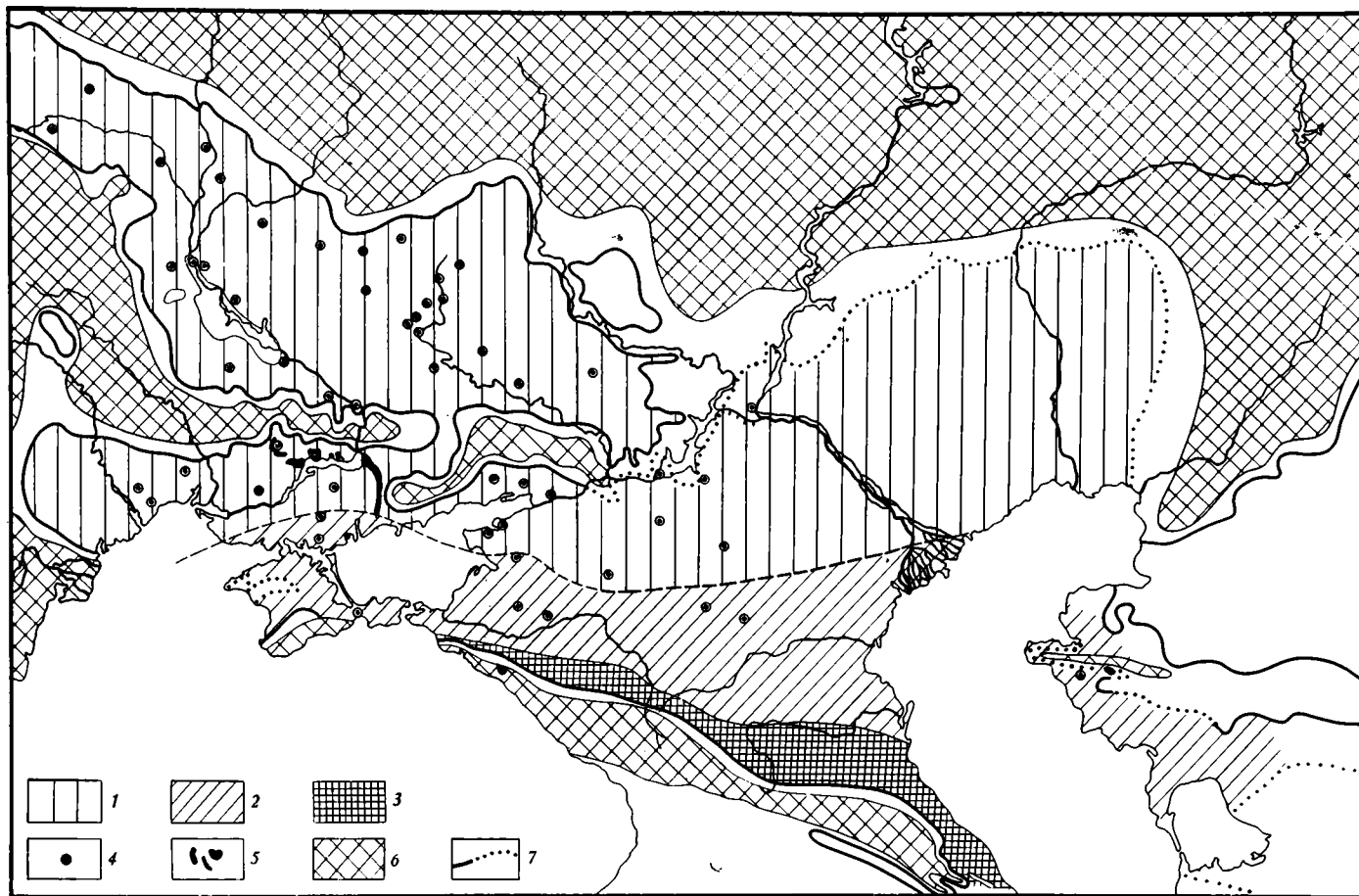
Фиг. 84. Палеогеография верхнеэоценового бассейна юга СССР (по Атласу литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, 1961)

1 — области размыва; 2 — пески (песчаники) средне- и мелкозернистые; 3 — глины; 4 — мергели и глинистые известняки; 5 — мергели с прослоями глин; 6 — глины алевроитовые, с прослоями песков; 7 — переслаивание песков и алевроитов; 8 — глины с прослоями мергелей и песков; 9 — пески с прослоями алевроитов; 10 — глины карбонатные; 11 — известняки песчанистые; 12 — переслаивание глин и мергелей; 13 — переслаивание глин алевроитовых, карбонатных и бескарбонатных; 14 — глины опоквидные; 15 — туфы и туфогенные породы смешанного состава; 16 — туфы и туфогенные породы основного состава с прослоями алевролитов; 17 — туфы и туфогенные породы основного состава; 18 — флиш терригенный; 19 — переслаивание глин, песчаников и мергелей; 20 — линии равных мощностей; 21 — глауконит; 22 — главное направление сноса обломочного материала; 23 — границы литологических комплексов; 24 — границы областей размыва; 25 — границы выклинивания или размыва литологических комплексов



Фиг. 85. Климатическая зональность палеогенового периода (главным образом зоцена)

1 — угленосные отложения; 2 — аридная зона; 3 — аридная зона гипотетическая; 4 — горные хребты; 5 — галогенные отложения и выходы (точки); 6 — кора выветривания; 7 — находки холодолюбивых флор; 8 — бокситы; 9 — железные руды; 10 — марганцовые руды; 11 — граница тропической и умеренной флор.
 Зоны: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренно влажная



Фиг. 86. Терригенно-минералогическая зональность нижнеолигоценых отложений (составил Л. Е. Штеренберг)

1 — зона олигомиктовых пород (содержание кварца в легкой фракции > 75%);
 2 — зона мезомиктовых пород (кварца 75—40%);
 3 — зона полимиктовых пород (кварца < 40%); 4 — свавины; 5 — месторождения марганца; 6 — суша; 7 — установленные и предполагаемые границы отложений

Таблица 74

Минералогическая характеристика (в %) нижнеолигоценых отложений различных площадей и участков юга Европейской части СССР
(по данным ряда исследователей)

Основные минералы	А. Г. Бер (1963)				Н. Г. Нестеренко и др. (1963)					Л. И. Карякин (1951, 1954)						Северодуганская опсирная сваянча (Бойтенко, Поляк, 1963)	И. А. Шамрай (1959, 1964)	
	Северо-западная часть Днепровско-Донецкой впадины	Старобинская депрессия	Северовосточная часть Припятского прогиба	Полеская седловина	Гайсин	Каплев	Кременчуг	Днепродзержинск	Днепропетровск	Сумы	Комарово	Триполье	Полтава	Ловенни	Алексеевка		Волгоградский	Цимлянский
Амфиболы и пироксены	—	—	—	—	—	—	3,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0—1	0
Группа эпидота (эпидот, цоизит и др.)	1,2	0,2	0,3	—	—	4,1	4,7	—	—	5	3	3	—	3	1	0,18	25—35	22—30
Дистен	9,8	10,2	12,7	14,0	5,4	3,8	2,5	—	2,2	1,5	15	10	10	17	10	—	1—3	7—9
Силлиманит	2,9	1,2	1,2	1,6	19,2	5,2	9,1	1,6	13,7	5	23	3	1	15	1	—	0	0
Ставролит	2,7	7,5	0,4	2,2	3,7	2,2	2,9	—	2,3	5	5	5	2	12	3	—	0—3	1—4
Гранат	—	—	—	—	—	—	7,5	8,8	—	15	8	10	14	15	2	0,84	1—8	6—8
Циркон	6,9	8,5	13,7	5,0	6,2	2,6	4,1	0,8	5,3	—	—	5	—	—	5	13,6	8—15	6—17
Турмалин	0,6	1,5	0,3	3,9	4,9	3,5	3,4	—	2,6	2)	1	1	1	5	1	—	2—3	1—4
Рутил	6,6	6,0	7,7	6,1	5,0	3,9	1,5	—	2,6	5	5	6	1	3	3	7	5—12	7—11)
Кварц	Олигомигтовый состав, >90 % кварца				До 98	До 96	85	До 99	99	93	90	86	98	94	97	Олигомигтовый	Олигомигтовый состав, 90—95% кварца	
Полевые шпаты . .					До 7	До 3	До 15	До 3	До 1	7	10	11	2	3	3			

Таблица 74 (продолжение)

Основные минералы	И. А. Шамрай (1959, 1964)						Н. М. Баранова (1959а б)				Г. Ю. Бутузова (1963)					В. Н. Корценштейн и др. (1953)
	Ремонтенский	Песчанокосский	Ростовский	Новоминский	Выселковская	Ейский	Междуречье Днепра и Тилгула	Бассейн р. Южный Буг	Междуречье Днепра и Молочной	Ново-Александровка	р. Ингулец	Западная часть Никопольского месторождения	Восточная часть Никопольского месторождения	Большо-Токмакское месторождение	Белозерская площадь	Одесский район
Амфиболы и пироксены	0—1	—	—	—	0—1	0	—	—	—	—	—	—	—	—	2—5	
Группа эпидота (эпидот, цоизит и др.)	26—40	25—31	—	4—15	0	5—10	10—20	20—30	5—10	—	25—56	18—55	33—63	44—80	25—73	9—19
Дистен	2—5	2—5	2—6	6—12	0—2	4—7	—	—	1—5	—	2—6	2—7	1—6	1—3	1—7	2—3
Силлиманит	—	0—1	18—26	0—1	—	1—2	—	—	1—5	—	2—6	4—12	1—4	—	1—4	—
Ставролит	0—1	0—2	1—2	4—6	0—3	2—4	—	—	—	5—10	До 2	2—5	До 2	—	—	1
Гранат	3—10	4—6	3—6	6—12	5—9	6—9	10—20	10—20	—	5—10	11—30	14—20	8—20	4—17	7—25	8—18
Циркон	2—7	4—12	12—19	7—16	8—17	8—16	—	—	11—20	10—20	11—25	10—15	8—17	1—20	5—26	15—23
Турмалин	0—3	1—2	2—3	1—2	2—4	1—3	5—10	5—10	—	5—10	4—7	2—6	2—5	1—5	3—7	2—4
Рутил	2—7	5—12	8—10	8—14	11—16	10—17	—	—	—	5—10	4—10	2—9	1—10	1—40	До 3	4—8
Кварц							90—95	90—95	50—70	До 70		Олигомиттовый состав				89—92
Полсвые шпаты							—	—	30—40	До 40						6—11

**Минералогическая характеристика нижнеолигоценовых отложений различных
(по данным ряда**

Основные минералы	З. Л. Маймин (1939)	В. А. Гроссгейм (1961)						
	Г. Герченский полуостров	Кубанская	Черногор- ская	Южно-Даге- станская	Северо-Вос- точная	Дибарская	Черномор- ская (Абха- зская)	Кавказская
Амфиболы и пи- роксены	1	28	54	5	2	1	<1	2
Группа эпидота (эпидот, цоизит и др.)	1—3	10	<1	<1	<1	<1	4	2
Дистен	—	5	<1	<1	<1	<1	—	—
Ставролит	—	3	2	<1	—	<1	<1	—
Гранат	3—10	13—60	27	20	—	2	11	2
Циркон	10—28	30	14	17	7	16	40	20
Турмалин	1—5	Следы	14	—	—	3	8	5
Рутил	1—4	—	—	—	—	—	—	—
Кварц	Мезомикто- вый состав	Полимиктовый состав						
Полевые шпаты								
Обломки пород								

Кавказский остров и Закавказье были гораздо более расчленены и тектонически активны — в зоне их влияния формировались полимиктовые песчаники. В промежуточной мезомиктовой зоне происходило смешение материала из полимиктовой и олигомиктовой зон. По тесной связи петрографического типа обломочных отложений с тектонико-морфологическим режимом питающих водосборов седиментация нижнеолигоценового бассейна юга СССР является хорошей иллюстрацией общей закономерности такого типа (Страхов, 1960).

Весьма интересные детали вскрываются при изучении пространственного размещения внутри моря отдельных характерных групп минералов тяжелой фракции.

Среди прозрачных минералов этой фракции были выделены: а) устойчивые и относительно устойчивые минералы — турмалин, рутил, циркон, гранат; б) менее устойчивые минералы — эпидот, роговая обманка, биотит и др.; в) стресс-минералы — дистен, андалузит, ставролит. Сумма их была принята за 100% и по отношению к ней высчитано относительное содержание каждой группы. Полученные цифры нанесены на карты (фиг. 87—89).

Оказалось, что группа дистена — андалузита — ставролита весьма отчетливо тяготеет к Днепровско-Донецкой впадине, где содержания ее колеблются от 20 до 60—70% от суммы прозрачных тяжелых минералов. Значительно меньше этих минералов в полосе, примыкающей с юга к Азово-Подольскому массиву и Донецкому острову. На предкавказском и закавказском участках суммарное содержание дистена, ставролита и андалузита меньше 10%, а во многих точках оно падает до нуля.

Группа неустойчивых минералов имеет противоположную схему распределения. Их весьма мало на площади Днепровско-Донецкой впадины (немногие проценты, лишь кое-где более 12—16%). Этими минералами резко обогащены осадки Причерноморской впадины, особенно в полосе, непосредственно примыкающей к Азово-Подольскому массиву, где содер-

площадей и участков Северного Кавказа и Закавказья
исследователей)

			Г. Ю. Бутузова и Л. Е. Штеренберг (1964)							С. Г. Саркисян, Г. А. Шаповалова (1952)		М. Ф. Хуча (1949)
Гурийская	Мигулетская	Мало-Кавказская	Цатурский район	Шамгерский район	Аджаретский район	р. Къезани	Зеда-Хунци	Ларчвали	Черга-Хеви	р. Асурети	Гори — Каспи	
15	4	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	2—3	
>0	7	<1	6—20	7—15	20	25	3	19—24	6	1,5	3—4	
9	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
22	27	1	6—12	9—25	5	11	3	7—18	5	Ед.	20—25	
22	10	2	21—37	55—63	16	21	7	32—38	33	20	20—25	
22	6	<1	—	—	—	7	<1	5—7	1	20	20—25	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	20—25	
Полимиктовый состав, до 10—20%										9	4—5	
										14	15—40	
										77	20—80	

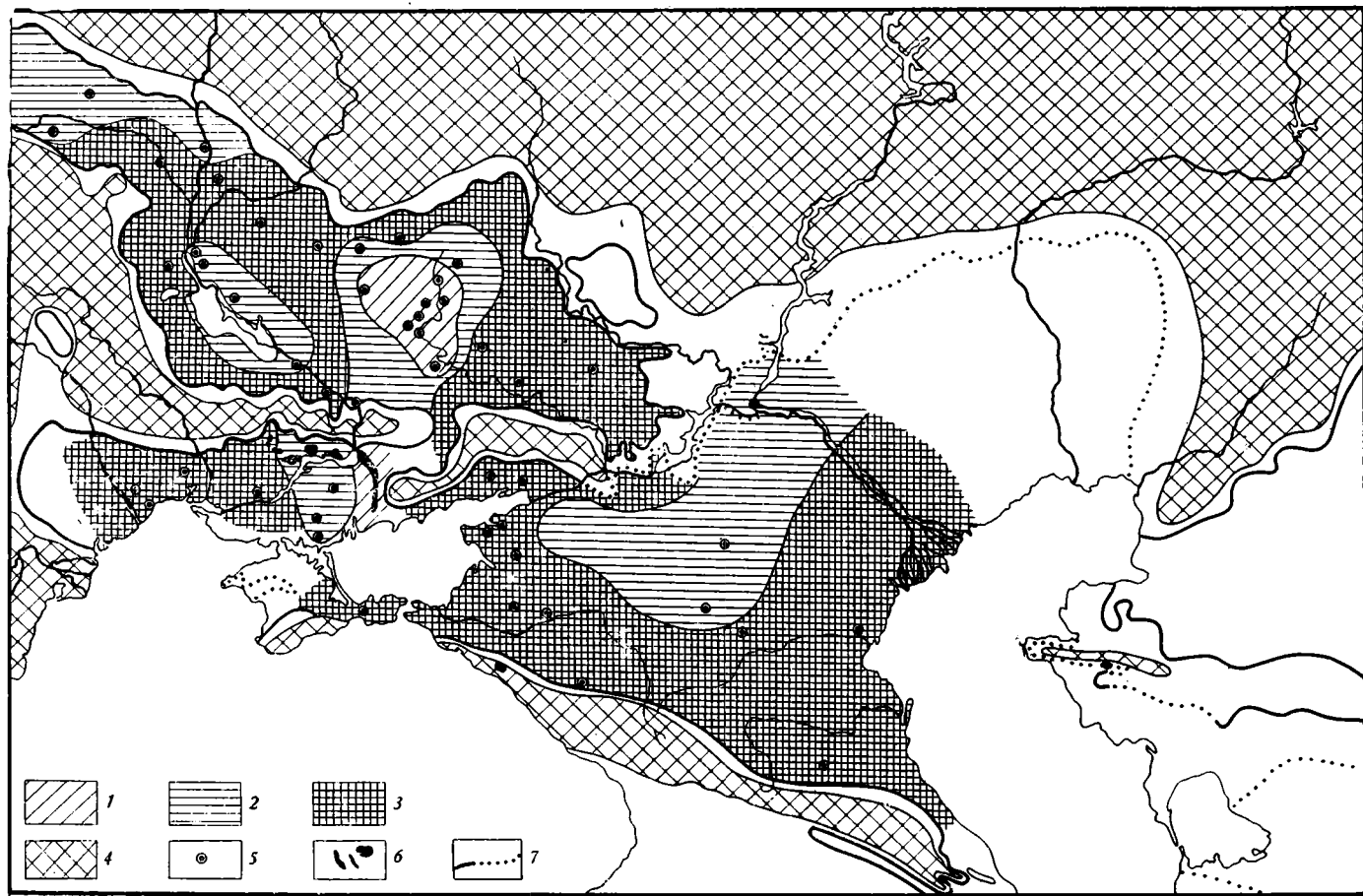
жание их 3) — 50%, а на одном ограниченном участке (у восточного края Азово-Подольского полуострова) даже до 69%. Повышенные количества неустойчивых минералов отмечаются также на предкавказском участке нижнеолигоценного моря. Здесь они составляют чаще всего 35—45%, но в широкой полосе юго-западного направления, идущей несколько восточнее Донецкого острова, содержание неустойчивых минералов, особенно эпидота, повышается до 52—75% от суммы прозрачных минералов. Эта полоса отвечает той зоне разноса песчано-алевритовых частиц морскими течениями, о которой говорилось выше.

В Закавказье наблюдаются резкие колебания в содержании неустойчивых минералов (от 14 до 79%).

Группа устойчивых минералов (циркон, турмалин, гранат, рутил) распространена повсеместно, причем везде находится в средних и больших количествах. Их изменения в Днепровско-Донецкой впадине зеркально отражают главным образом распределение стресс-минералов, а на других площадях — минералов неустойчивых.

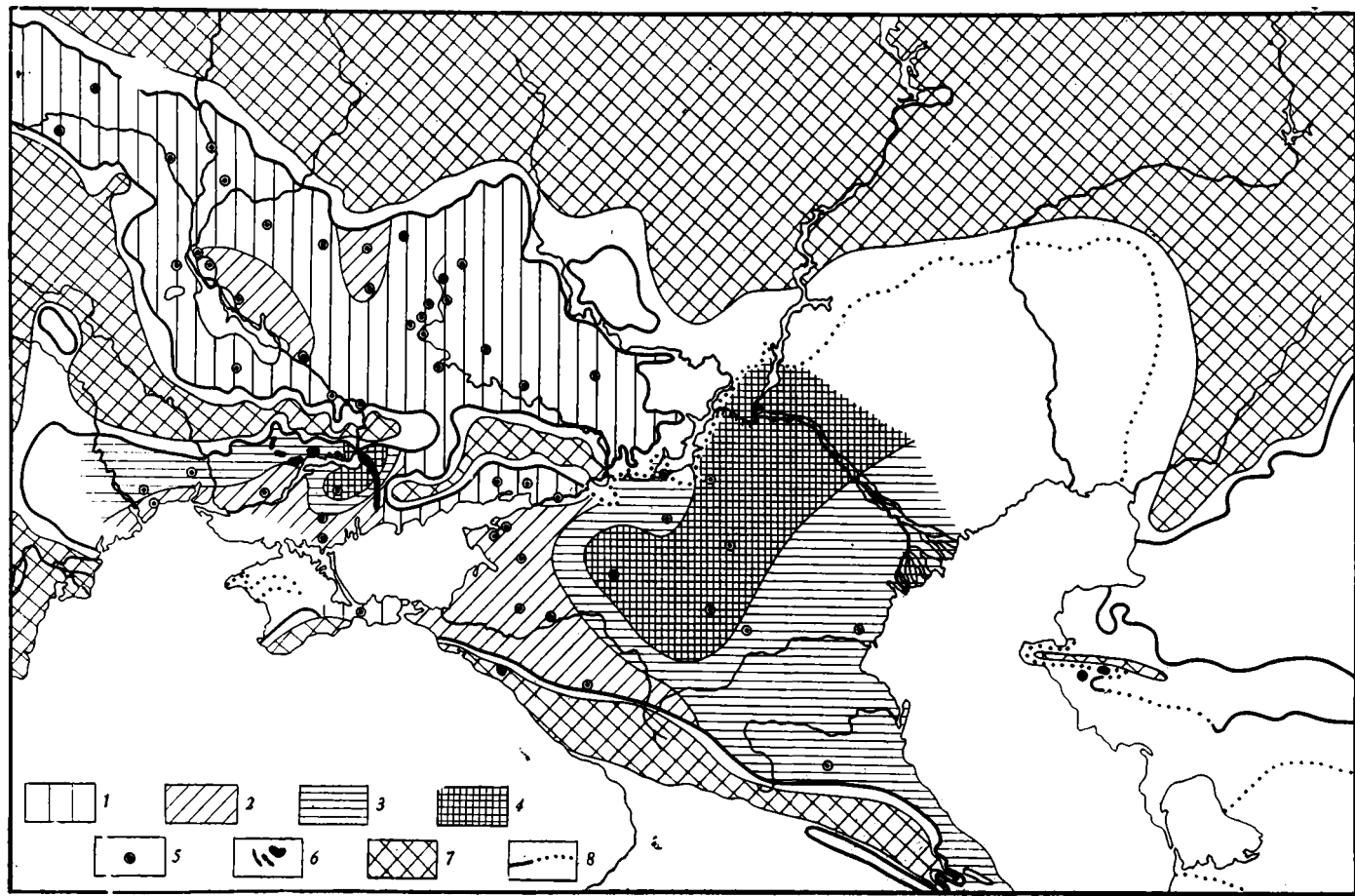
В этой картине следует подчеркнуть следующую деталь. Хотя северная часть Причерноморской впадины принадлежит зоне олигомиктово-кварцевых песков, в ней довольно много эпидота — минерала относительно мало устойчивого. Возможно, это указывает на начавшийся размыв каких-то свежих обнаженных эпидотизированных основных пород.

Гораздо меньше знаем мы о распределении глинистых минералов, ибо определения их, как выполненные в ходе настоящей работы, так и опубликованные другими исследователями, имеют качественный характер и не могут быть выражены числом. Вообще говоря, повсеместно в глинах устанавливается наличие гидрослюд и монтмориллонита, к которым иногда — редко и локально — подмешиваются каолинит и минералы группы палыгорскит — сепиолит. Роль отдельных минералов по приблизительным полуколичественным оценкам все же варьирует от места к месту.



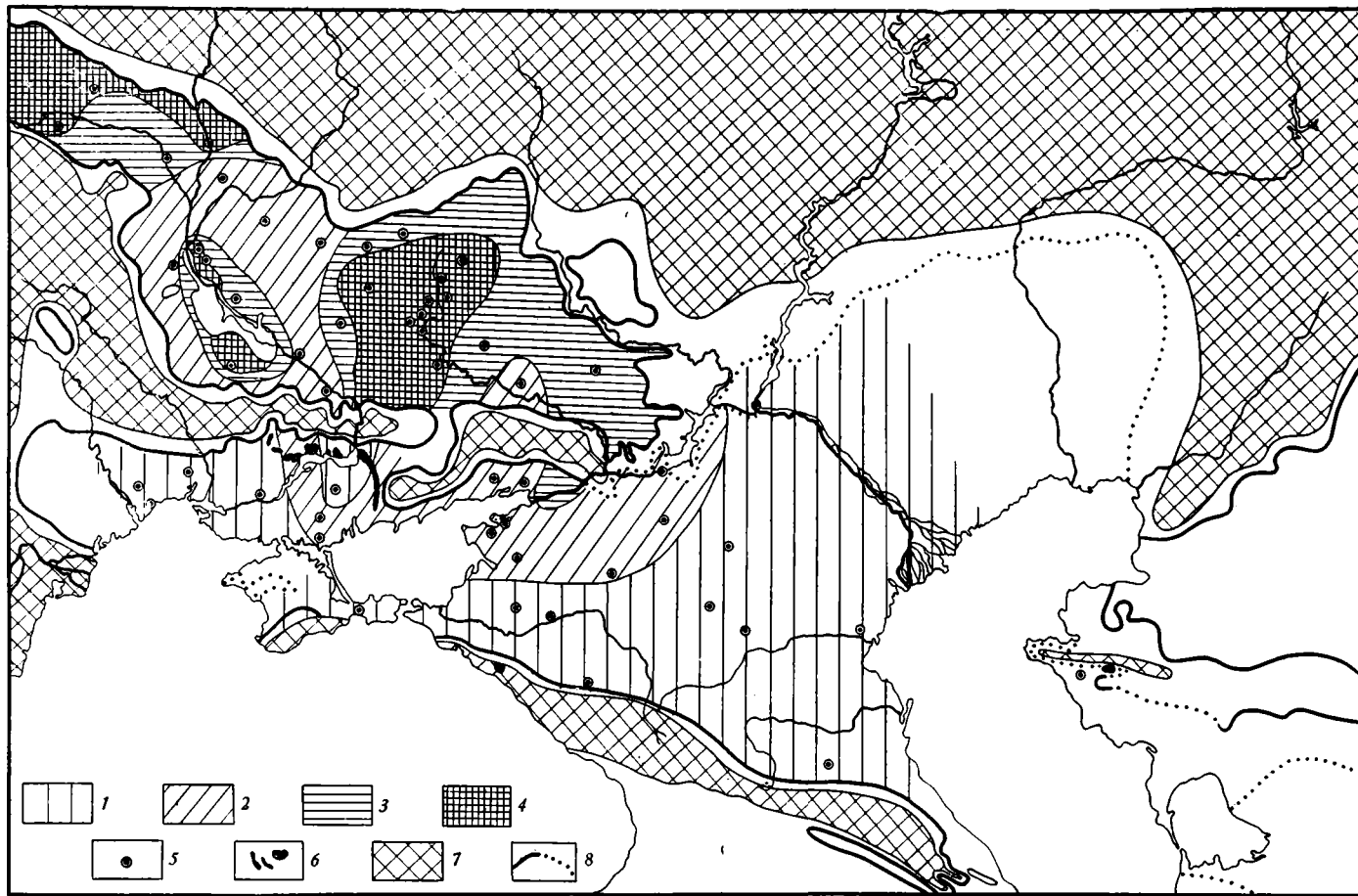
Фиг. 87. Распределение (в %) устойчивых терригенных минералов (гранат, циркон и др.) на площади нижнеолигоценового бассейна (составил Л. Е. Штеренберг)

1 — 10—30; 2 — 30—50; 3 — > 50; 4 — суша; 5 — скважины; 6 — месторождения марганца; 7 — установленные и предполагаемые границы отложений



Фиг. 88. Распределение (в %) неустойчивых минералов (эпидот, биотит и др.) на площади нижне-олигоценового бассейна (составил Л. Е. Штеренберг)

1 — < 10; 2 — 10—30; 3 — 30—50; 4 — > 50; 5 — скважины; 6 — месторождения марганца; 7 — суша; 8 — установленные и предполагаемые границы отложений



Фиг. 89. Распределение (в %) стресс-минералов (дистен, ставролит и др.) на площади нижнеолигоценового бассейна (составил Л.Е. Штеренберг)

1 — до 10; 2 — 10–30; 3 — 30–50; 4 — > 50; 5 — скважины; 6 — месторождения марганца; 7 — суша; 8 — установленные и предполагаемые границы отложений

В окраинных частях Днепровско-Донецкой впадины, в Предкавказье, на Малом Кавказе основными являются гидрослюды с некоторой примесью монтмориллонита. В центральной части Днепровско-Донецкой впадины, широкой полосе отложений Ростовско-Волгоградской области и в Закавказье основную роль играет монтмориллонит с примесью гидрослюды, а в Армении, Прикаспии (районы аридизации) — монтмориллонит с примесью сепиолитов и палыгорскита. По южной окраине Азово-Подольского полуострова вблизи марганцовых месторождений и на их площади резко развит один монтмориллонит, на Мангышлаке — гидрослюдистые минералы с примесью монтмориллонита, хлорита и палыгорскита. Чиатурское и другие месторождения Закавказья локализованы в зоне монтмориллонита, гидрослюды находятся здесь в подчиненном количестве. Нельзя не обратить внимание на малое количество в нижнеолигоценовое время каолинита. Оно указывает, по-видимому, что кора выветривания на водосборах в это время не имела сколько-нибудь развитого каолинового горизонта, а включала только монтмориллонито-гидрослюдистый и гидрослюдистый горизонты с некоторой примесью каолинита.

3. Минеральные новообразования в нижнеолигоценовых отложениях

Аутигенные компоненты нижнеолигоценовых отложений довольно разнообразны. К ним относятся карбонаты, органическое вещество, глауколит, цеолиты, пирит, аутигенный кремнезем.

Общее содержание карбонатов и их распределение в нижнеолигоценовых отложениях показаны на фиг. 90. Карбонатность осадков в пределах бассейна была охарактеризована выше (стр. 183—185), и потому касаться вновь этого вопроса здесь не будем. Укажем лишь, что выяснить минералогическую природу карбоната при столь низких содержаниях его в нижнеолигоценовых отложениях крайне трудно. При концентрации CO_2 около 5% обнаруживается кальцит, а при малых его величинах (менее 2%, особенно менее 1%) — карбонат FeCO_3 в изоморфной смеси с другими карбонатами (MnCO_3 , MgCO_3).

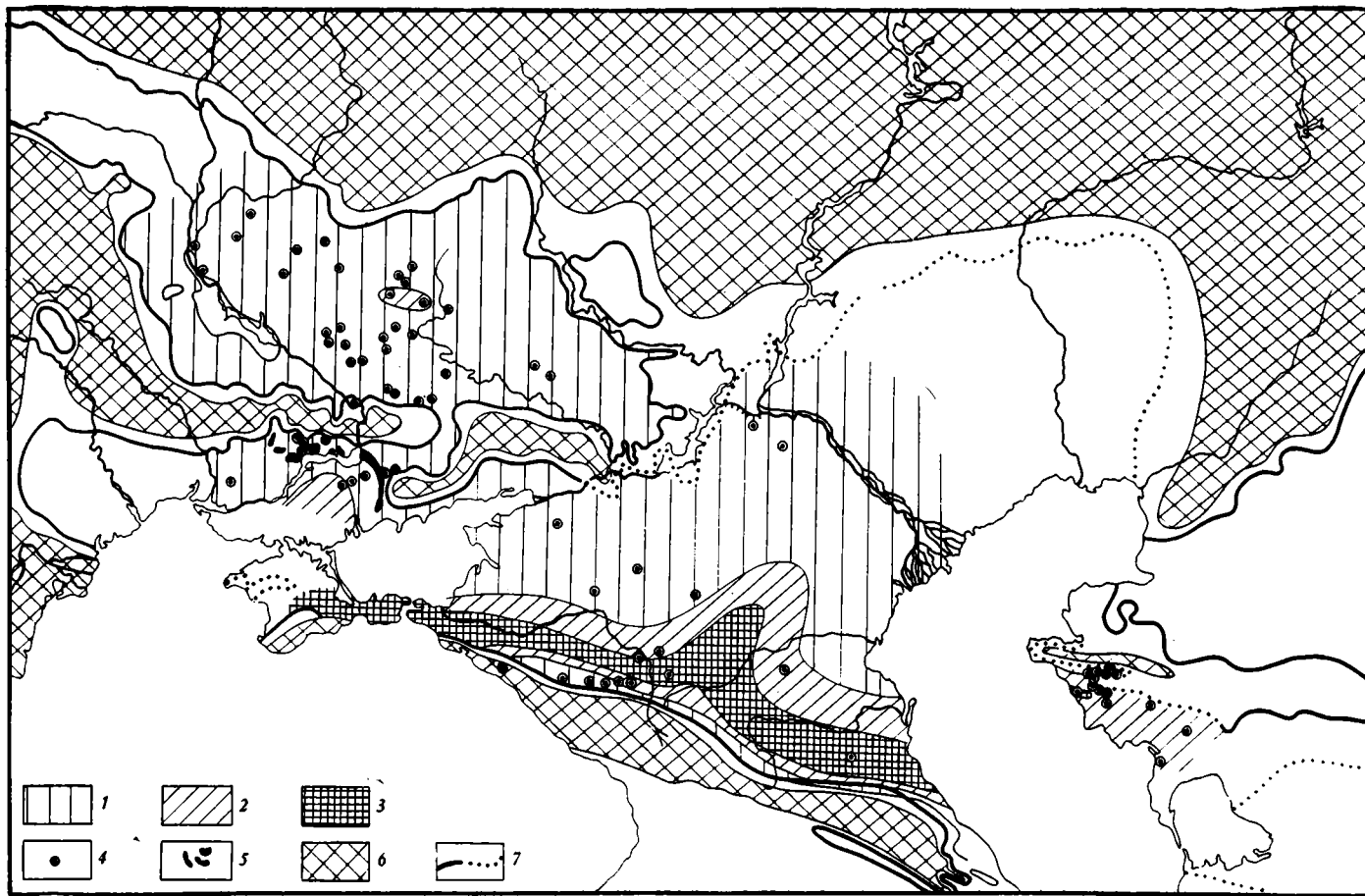
Органическое вещество распределено в нижнеолигоценовых отложениях иначе (фиг. 91).

На площади Днепровско-Донецкой впадины в песчаных породах содержание $S_{\text{орг}} < 0,3\%$; в глинах оно поднимается до 0,75%. Аналогичное возрастание $S_{\text{орг}}$ от песков к глинам отмечается и в Причерноморской впадине. В Предкавказском регионе, где практически развиты лишь глинистые породы, содержания $S_{\text{орг}} > 1,25\%$. Вдоль мегантиклинория Кавказа выделяется широкая полоса максимальных содержаний $S_{\text{орг}}$, в которой в отдельных разрезах он составляет в среднем 2,8%. Высокие содержания $S_{\text{орг}}$ можно предполагать, судя по типу пород, в центральной части этой области. На северо-западе, вблизи Донецкого бассейна, выделяется в виде неправильной формы языка участок, породы которого содержат $S_{\text{орг}}$ от 0,75 до 1,25%.

На Мангышлаке и в Закавказье концентрации $S_{\text{орг}}$ более низкие — обычно менее 0,75%, редко больше 1%.

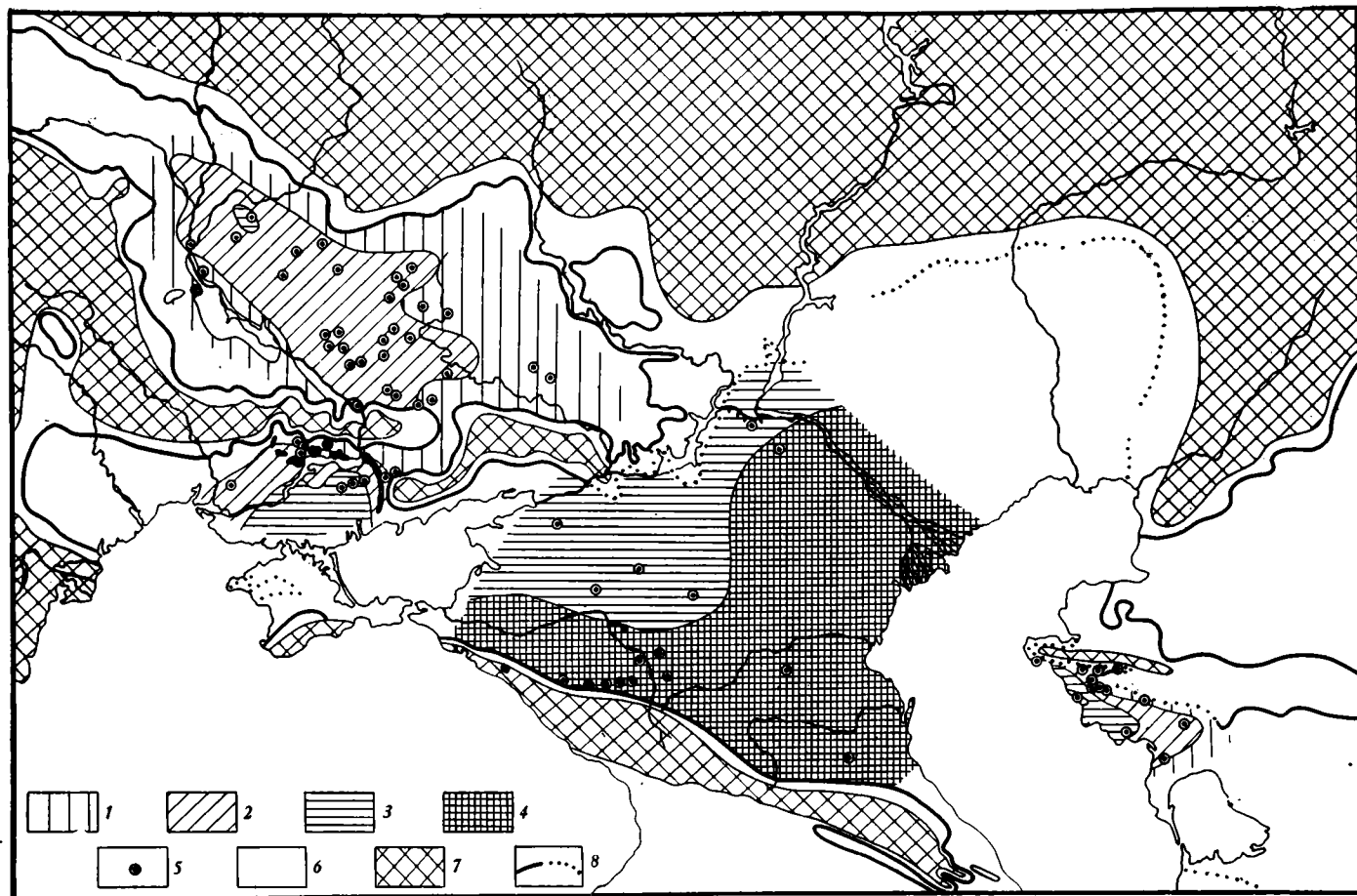
В общем же распределение $S_{\text{орг}}$ по петрографическим типам нижнеолигоценовых пород повторяет давно установленную А. Д. Архангельским схему: его количество минимально в песках и возрастает к глинам. В песках содержание $S_{\text{орг}}$ типично кларковое, в глинах — явно повышенное. Вся огромная предкавказская область глинистой седиментации накапливала повышенные количества органического вещества в нижнем олигоцене, как, впрочем, и в последующее время.

Содержание пирита тесно связано с содержанием органического вещества (табл. 76).



Фиг. 90. Распределение CO_2 в нижнеолигоценых отложениях (составил Л. Е. Штеренберг)

Средневзвешенное содержание в породах (в %): 1 — до 1; 2 — 1—5; 3 — > 5; 4 — скважины; 5 — месторождения марганца; 6 — суша; 7 — установленные и предполагаемые границы отложений



Фиг. 91. Распределение $C_{орг}$ (в %) в нижнеолгоценовых отложениях (составил Л. Е. Штеренберг)

1 — до 0,30; 2 — 0,30—0,75; 3 — 0,75—1,25; 4 — > 1,25; 5 — скважины; 6 — месторождения марганца; 7 — суша; 8 — установленные предполагаемые границы отложений

Содержание (в %) пирита в нижнеолигоценых породах Предкавказского региона

Местонахождение и тип породы	Fe _{пирит}	FeS ₂	Сорг
Волгоградский район, глина алевритистая, темно-серая, с рыбьей чешуей (4 обр.)	0,12	0,26	1,33
Там же, глина зеленовато-серая, с рыбьей чешуей (7 обр.)	0,13	0,23	1,37
Андрей-Курган, скв. 1, песчано-алевритовая порода (7 обр.)	0,19	0,41	1,99
Первохерсонская, скв. 19, песчано-алевритовая порода (6 обр.)	0,16	0,34	1,45
Дивногорская, скв. 16, песчано-алевритовая порода (6 обр.)	0,07	0,15	1,05
Кущевская, скв. К-32, алевролиты (4 обр.)	0,06	0,13	1,10
Аргунская, обн. 22, мергель (2 обр.)	0,06	0,13	1,73
Там же, глина известковистая (3 обр.)	0,16	0,34	1,55
Там же, глина (3 обр.)	0,20	0,43	3,42
Абадзехская, скв. 40, глина (3 обр.)	0,06	0,13	2,31
Там же, глина карбонатная (4 обр.)	0,13	0,28	1,88

Аутигенный кремнезем довольно широко распространен в породах Днепровско-Донецкой впадины и на Чиатурском месторождении. В первом он образует иногда опоковидные породы, во втором — спонголитовые песчаники. Определения SiO₂ аморф в последнем регионе дали такие результаты (табл. 77).

Таблица 77

Содержание (в %) разных форм SiO₂ в песчаниках Чиатурского месторождения

№ образца	Место взятия образца, тип осадка	SiO ₂ аморфн	Кварц	SiO ₂ вал
4	Нагорье Мереви, скв. 118, песчаник	1,90	15,97	46,70
21	Там же, скв. 56	18,79	20,40	74,57
2	Нагорье Итхвиси	5,14	22,34	69,15
15	Там же	17,43	15,73	69,90
6	» »	22,43	10,21	70,61
	Нагорья:			
1	Мгвимеви, скв. 243	11,59	9,50	61,79
1	Табагреби	1,17	1,79	9,83
23	Ргани	3,91	31,57	66,55
9	Дарквети	0,05	22,55	69,49
4	Пасиети, скв. 118	1,80	23,28	37,01

Как видим, содержание аутигенной (опаловой) SiO₂ варьирует от 0,05 до 22,43%, и распределена она в виде линзовидных участков, более или менее сильно их пропитывая. Кремнезем встречается также в виде спиккул губок, рассеянных в породе достаточно равномерно. Но в целом окремнение пород в Чиатурском месторождении невысокое. Определений аутигенной SiO₂ в нижнеолигоценых породах Днепровско-Донецкой впадины немного, и она содержится в общем в тех же количествах.

Глауконит является характерным аутигенным (диагенетическим) минералом нижнеолигоценых осадков, но лишь на тех участках моря, где скорость седиментации была малой и очень малой. Он широко распро-

странен в песках Причерноморской впадины, на всей площади песчаных отложений Днепровско-Донецкой впадины и в песках, обрамляющих с юга Донецкий выступ. Концентрации глауконита здесь, однако, невелики — обычно немногие проценты, но иногда до 25—30% (табл. 78). Лишь на отдельных участках содержания этого минерала резко возрастают до 50% и более. Вероятно, они связаны со своеобразным локальным процессом отмыва глауконита от кварца, т. е. созданы гидродинамическим режимом. В очень малых количествах содержится он в песках и алевритах Чиатурской рудоносной площади и в несколько больших — в песчаных отложениях куюлусской свиты Мангышлака. Когда глауконит встречается в породах, не подвергшихся гипергенному окислению, он представлен ярко-зелеными округлыми зернами, а также в виде характерных лапчатых выделений с трещинами синерезиса. Кроме того, глауконит выполняет трещины спайности в полевых шпатах, образует примазки на кварцевых зернах, а на ограниченных участках шлифа иногда является цементом терригенных зерен. В районах марганцовых месторождений в составе глауконита отмечается заметное количество марганца (до 2,8%)

Таблица 78

Содержание (в %) глауконита в легкой фракции пород харьковских отложений Днепровско-Донецкой впадины

Местонахождение	Глауко-нит	Литера-турный источник	Местонахождение	Глауко-нит	Литера-турный источник
Чудин	20,1	Л. И. Карякин (1951) Он же » » » » » » » » » » » »	Дьячкина	24,4	Они же » » » » » » » » » » » » »
Киев	4,0		Кленовский	34,4	
Триполье	2,0		Мокрая Журавка	5,6	
Сумы	3,15		Районы:		
Ахтырка	11,3		Гайсиновский	0,3—5,0	
Полтава	0,07		Ср. 2,5		
Неелово	53,34		Кременчугский	0—71,3	
Хорошево	1,03		Ср. 24,7		
Цукановка	4,51		Пятихатский	0—28,8	
Лозовская	1,2		Ср. 2,61		
Комаровка	8,9—10,6		Днепродзержинский	0—99,0	
Мерефа	21,6		Ср. 65,7		
Змиев	15,6—20,3		Днепропетровский	0—0,3	
Черный	2,2	Ср. 0,45			
		П. Г. Нес-теренко и др. (1963)	Каневский	0—11,3	»
			Ср. 2,2		

Цеолиты были установлены Г. Ю. Бутузовой (1964а, б) при изучении шлифов нижнеолигоценых отложений Никопольского района Украины и Чиатурского района Грузии. Кристаллы цеолитов бесцветны, обычно тонко рассеяны в основной массе породы, иногда заполняют полости радиолярий, спикул губок, кальцитовых раковин. Они имеют, как правило, размеры 0,005—0,001 мм, длина их иногда достигает 0,01—0,03 мм, редко < 0,001 мм. Детальное исследование показало, что цеолит представляет собой клиноптилолит. Содержание последнего в различных породах широко варьирует, составляя в некоторых образцах 70—80% пелитовой фракции или 15—20% всей породы. Наиболее часто клиноптилолиты находятся в песках и алевритах, где заполняют поры, реже — в глинах. Весьма характерно, что в глинистой части цеолитсодержащих алевритов:

всегда имеется монтмориллонит. Все без исключения глины, содержащие цеолит в Южно-Украинском бассейне и Грузии, в преобладающей части состоят из монтмориллонита. Бесцеолитовые глины этих же районов имеют несколько отличный состав; ведущим компонентом здесь, как правило, является диоктаэдрическая слюда, монтмориллонит находится в подчиненном количестве.

«При наблюдении соотношений клиноптилолита и глауконита, широко развитого в харьковских отложениях Украины, было установлено, что в большинстве случаев глауконит образуется в осадке, уже содержащем многочисленные мелкие кристаллики цеолита. В шлифе отчетливо видно, как в глауконитовом зерне проступает первичная глинисто-цеолитовая масса, которая была «захвачена» глауконитом при его образовании, вероятно, из исходного геля. При этом ... глауконит ассимилирует глинисто-цеолитовую исходную массу, разъедает, корродирует, а иногда и полностью замещает кристаллики цеолита. Местами существуют и обратные соотношения, когда формирование клиноптилолита происходит после появления глауконита...

Кроме того, наблюдаются случаи, когда кристаллики выполняют трещины усыхания в уже образованном зерне глауконита. Эти соотношения доказывают, что цеолитизация и глауконитообразование — процессы, близкие по времени, но что образование цеолитов — более длительный процесс, который, начинаясь на самом раннем этапе диагенеза до образования глауконита, заканчивается несколько позднее.

Соотношения клиноптилолита с гидроокислами и карбонатами железа и марганца свидетельствуют об образовании (последних. — *Н. С.*) ... в уже сформированной глинисто-цеолитовой массе, которая замещается рудным веществом, причем в первую очередь замещается глинистая масса, ... затем цеолит и в последнюю очередь более крупные терригенные обломки.

Еще яснее эти соотношения выявляются в случае замещения основной массы карбонатом кальция. Если карбонат развивается по участкам, содержащим клиноптилолит, то совершенно отчетливо наблюдается частичное или полное замещение цеолита карбонатом. Лишь в очень редких случаях удавалось наблюдать признаки более позднего образования клиноптилолита — формирование единичных кристаллов в трещинах стяжений карбонатов Fe и Mn.

Таким образом, четко фиксируемые в породах временные соотношения клиноптилолита с другими минеральными новообразованиями (глауконит, кальцит, гидроокислы и карбонаты Fe и Mn) позволяют считать, что процесс цеолитизации, начинаясь на самых ранних этапах диагенеза, завершается в основном до начала перераспределения веществ и формирования рудных стяжений и лишь частично, в ослабленной форме, он продолжается и в более поздние этапы диагенеза...» (Бутузова, 1964б, стр. 38—39).

4. Распределение марганца, железа и сопровождающих их элементов в нижнеолигоценых породах

Еще больший интерес, чем аутигенные минералы, представляет для нас распределение марганца, железа и ряда сопровождающих их элементов в нижнеолигоценых отложениях юга СССР, ибо они образуют геохимический фон, на котором формировались марганцевые руды.

В связи с этим были проведены определения названных элементов в большом числе индивидуальных и усредненных проб. Марганец и железо определены в 500 индивидуальных пробах и 37 усредненных по 150 образцам; малые элементы — в 100 индивидуальных и 76 усредненных по 400 образцам.

Все определения произведены химической методикой в лаборатории ГИН АН СССР.

Средние содержания Mn, Fe и сопровождающих их элементов в нижнеолигоценых отложениях

(на бескарбонатное вещество)

Типы пород	Число образцов	Mn	Fe	Ni	Co	Cu	Cr	V	Mo	W	Pb	Zn	Ge	Ga
		%		10 ⁻⁴ %										

Днепровско-Донецкая впадина

Пески	42	0,009*	2,62	7	7	2	60	106	2,5	23,5	8,25	39,5	—	10,75
		0,005—0,08	1,59—4,80											
Алевриты	17	0,012	2,91	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,011—0,015	2,46—3,24											
Глины	20	0,013	3,52	27	14	7	70	140	2,5	30	12,9	64,25	—	13,5
		0,008—0,020	1,61—4,10											
Всего . . .	79													

Южный склон Украинского кристаллического щита (район Никопольского и Больше-Токмакского месторождений)

Пески	33	0,04	4,26	29	13	9	55	94	2,8	21,6	9	40,8	—	13,6
		0,006—0,06	2,79—4,56											
Глины	84	0,061	4,13	44	18	33	79	151	5,8	3,6	18	49	—	18,5
		0,03—0,53	2,42—5,49											

* В табл. 79—81 в числителе — среднее содержание элемента в данном типе анализируемой породы; в знаменателе — пределы колебаний.

В табл. 79 приведены средние значения элементов по разным типам пород в разных районах.

В олигомиктовой зоне, занимающей Днепровско-Донецкую впадину (табл. 79, 80), распределение элементов отвечает отчетливо выраженному упорядоченному типу, причем для одних элементов оно имеет резко контрастный характер, для других — сглаженный, так что в целом получается нечто переходное между сглаженной и контрастной модификациями упорядоченного типа.

В полимиктовой зоне, охватывающей Закавказье, дело обстоит сложнее и необычнее (табл. 81). В западной части Южного пролива и, вероятно, также в западной части пролива Северного, распределение элементов отчетливо упорядоченное. В центральной зоне Северного пролива, на территории Чиатурского месторождения, а также Шкмери, Колоси-Блаше и других участках пять из семи элементов (Mn, Fe, Cu, V, Cr) показывают рост содержаний от песков к глинам, а два (Ni и Co) — наоборот, падение концентраций от первых ко вторым, при этом Ni обнаруживает максимум содержаний в песках, а Co — в алевролитах. Mo, W, Pb, Zn проявляют минимум в алевролитах, максимум то в песках, то в глинах. *Налицо несомненные черты неупорядоченности, пестроты, хотя и не резко выраженные.* Но в синхронных отложениях безрудных площадей к востоку от Чиатурского месторождения распределение элементов вновь становится упорядоченным. В целом же, *несмотря на принадлежность отложений Закавказья по терригенным минералам к полимиктовому типу, преобладает в них все же упорядоченный характер распределения элементов.* Причина этого примечательного факта пока неясна. Не исключено, что в питании олигоценового бассейна осадочным материалом большое значение имели глинистые толщи с повышенными содержаниями элементов, что соответственно сказалось на распределении элементов по типам нижнеолигоценых осадков.

Средние содержания Mn, Fe и сопровождающих их

Тип породы	Число образцов	Mn	Fe	Ni	Co
		%		10 ⁻⁴ %	

Западная часть

Песчаники	2 *	0,013 0,04	2,80 4,35	— 69	— 8
Глины	6 *	0,02—0,06	3,83—5,40	54—93	6—10
Мергели и глины сильно известковые	3 *	0,22	4,70	—	—
Всего	11	0,08—0,37	4,66—4,74		

Центральная часть

Рудовмещающие отложения месторождений:

Пески и песчаники	23	0,04 0,01—0,08	1,50 0,31—3,19	314 132—787	16 10—25
Алевролиты	6	0,06 0,034—0,069	1,85 0,95—3,00	162 70—251	21 15—25
Глины	15	0,08 0,04—0,137	5,10 3,03—6,80	130 *	7 *
Всего	44				

Синхронные отложения безрудных площадей

Пески и песчаники	9	0,025 0,02—0,045	1,69 1,17—2,82	10 *	5 *
Алевролиты	7	0,038 Следы—0,040	2,85 1,50—4,84	—	—
Глины	18	0,05	3,93 2,85—5,00	50 *	7 *
Всего	34				

Западная часть

Песчаники	1 *	0,02	2,67	38	9
Глины	3 *	0,07 0,04—0,09	4,20 3,92—4,41	50 27—69	8 7—10

Восточная часть

Глины известковистые	3 *	0,06 0,05—0,09	4,10 3,88—4,60	46 14—82	7 7—8
--------------------------------	-----	-------------------	-------------------	-------------	----------

* Анализировались так называемые установленные, или сборные, пробы, составленные из

Интересно сравнить содержания элементов в олигомиктовой и полимиктовой зонах нижнеолигоценых отложений с содержанием их в других типично олигомиктовых и типично полимиктовых толщах. В качестве объектов сопоставления для олигомиктовых толщ приняты отложения франского века и нижнего визея на Русской платформе, а для полимиктовых толщ — отложения верхнего палеозоя Карагандинского и Кузнецкого бассейнов (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959). Сами же сопоставления выполнены на диаграммах отдельно для песков и глин.

Из фигур 92, 93 явствует, что нижнеолигоценые глины олигомиктовой зоны по содержанию Fe, Mn, V, Cr и других элементов мало чем отличаются от глин других олигомиктовых толщ. Но олигоценые песчаные отложения резко обогащены Fe, V, Cr, Ni и отчасти Co сравнительно с оли-

элементов в нижнеолигоценых отложениях Закавказья

Cu	Cr	V	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge
10 ⁻¹ %								

Северного пролива

—	—	—	—	—	—	—	—	—
$\frac{65}{58-80}$	$\frac{74}{69-89}$	$\frac{145}{112-220}$	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—

Северного пролива

Чиатурского, Шкмери, Колоси-Блаше и др.

$\frac{35}{12-58}$	$\frac{39}{32-44}$	$\frac{100}{70-1434}$	$\frac{8,2}{0,5-74}$	$\frac{58}{16-73,7}$	$\frac{13}{5-24}$	$\frac{54}{20-88}$	$\frac{11}{5-22}$	$\frac{1,6}{1,0-2,3}$
$\frac{35}{14-57}$	$\frac{46}{22-63}$	$\frac{135}{68-762}$	$\frac{0,4}{0-13}$	$\frac{12}{26-114}$	$\frac{6}{4-8}$	$\frac{42}{20-53}$	$\frac{10}{5-12}$	$\frac{1,2}{0,5-1,7}$
$\frac{75 *}{1-100}$	$\frac{72 *}{16-52}$	$\frac{269 *}{14-18}$	$\frac{37}{16-52}$	$\frac{34}{14-18}$	$\frac{17}{60-84}$	$\frac{71}{15-20}$	$\frac{17}{1,3-1,7}$	$\frac{1,5}{1,3-1,7}$

(Корбоули, Оргули, Теделети)

$\frac{40 *}{—}$	$\frac{30 *}{—}$	$\frac{67 *}{—}$
$\frac{53 *}{—}$	$\frac{68 *}{—}$	$\frac{140 *}{—}$

Южного пролива

$\frac{25}{40}$	$\frac{16}{53}$	$\frac{73}{133}$
$\frac{26-53}{37-82}$	$\frac{127}{120-133}$	

Южного пролива

$\frac{26}{12-53}$	$\frac{55}{45-65}$	$\frac{127}{120-133}$
--------------------	--------------------	-----------------------

однотипных пород.

гомиктовыми отложениями других стратиграфических горизонтов Русской платформы. Если среднее содержание железа в обычных олигомиктовых песках находится в пределах 0,3—0,7%, то в олигоценых песках его в среднем 2,62—4,26%, т. е. в четыре — шесть раз больше уровня, нормального для таких пород. Это такое обогащение, которое с полным правом можно трактовать как зачаточный, слабо выраженный железорудный процесс. Следовательно, мы можем сказать, что специфику двух западных районов олигоценового моря составляет наличие очень слабо проступающего железорудного процесса, который в Днепровско-Донецкой впадине не сопровождается никаким, даже малейшим, накоплением марганца, по северной же периферии моря Причерноморской впадины ассоциирует с грандиозно выраженным марганцеворудным процессом. Характерно, что в обоих

Средние содержания элементов в нижнеолигоценых

Тип породы	Число образцов	Mn	Fe	Сорг	Ni
		%			
Волгоградская					
Алевриты глинистые	5	$\frac{0,036}{0,017-0,057}$	$\frac{5,22}{4,27-5,98}$	$\frac{1,43}{0,87-2,05}$	70
Глины	7	$\frac{0,13}{0,07-0,21}$	$\frac{5,98}{4,83-6,41}$	$\frac{1,45}{1,20-1,71}$	53
Глины	3	$\frac{0,03}{0,03-0,04}$	$\frac{5,04}{4,65-5,25}$	$\frac{3,42}{2,67-4,68}$	88
Глины известковистые	3	$\frac{0,04}{0,04-0,05}$	$\frac{4,65}{4,00-5,20}$	$\frac{2,01}{1,90-2,20}$	53
Мергели	3	$\frac{0,32}{0,09-0,25}$	$\frac{9,20}{5,70-13,80}$	$\frac{3,70}{1,78-5,60}$	35
Западное					
Андрей-Курган,					
Песчано-алевритовые	7	0,07	5,14	1,99	53
Первохерсонская,					
Песчано-алевритовые	6	0,10	4,95	1,45	44
Дивногорская,					
Песчано-алевритовые	6	0,03	4,16	1,05	35
Куцевская,					
Алевриты	4	0,03	4,24	1,10	44
Абдзехская,					
Глины	3	0,03	3,72	2,31	35
Глины известковистые	4	0,06	4,17	1,88	53
Мангышлакская					
Алевриты	23	$\frac{0,045}{0,016-0,13}$	$\frac{2,27}{1,36-3,47}$	0,16	$\frac{34}{16-52}$
Глины	61	$\frac{0,050}{0,018-0,172}$	$\frac{3,47}{1,27-6,91}$	0,36	$\frac{51}{20-139}$
Мергели	7	$\frac{0,235}{0,06-0,27}$	$\frac{3,98}{1,28-4,13}$	0,38	$\frac{66}{19-78}$

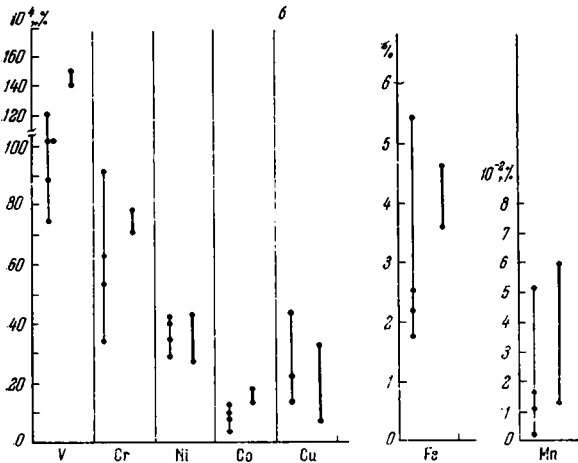
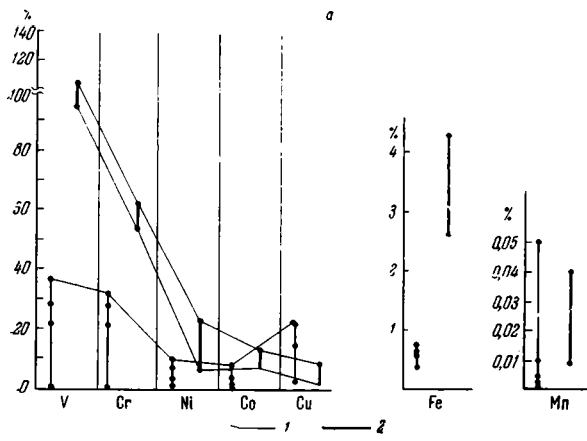
случаях в песках, как уже указывалось, резко, против нормы, накапливаются V, Сг, Ni, частью кобальт; два первых элемента и Со, особенно сильно концентрирующиеся, являются типичными сидерофильными, Ni менее сидерофилен, но все же накапливается в железных рудах. Как видим, геохимическая специфика олигомиктовых песков западной половины нижнеолигоценового бассейна строго закономерна.

Закономерно, видимо, и то, что олигомиктовые отложения, особенно пески Причерноморской впадины, отчетливо обогащены всеми элементами сравнительно с отложениями Днепровско-Донецкой впадины. Причиной является разный петрографический состав отложений питающих провинций, причем территории, питавшие причерноморский район, были, по-видимому, более богаты основными магматическими породами или их метаморфизованными аналогами. Обогащение здесь тяжелой фракции пород эпидотом и содержание в ней зерен роговых обманок подтверждают эту догадку.

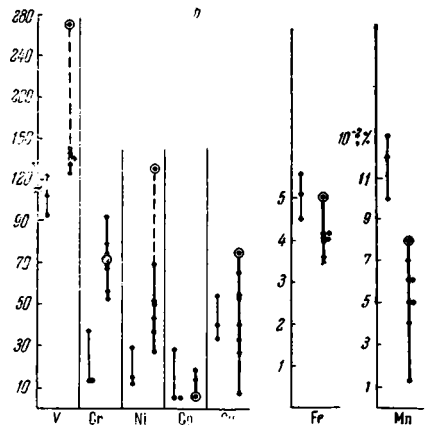
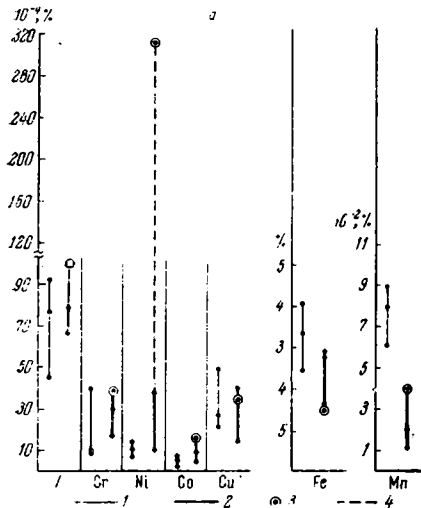
отложениях предкавказско-мангышлакской части бассейна

Co	Cu	Cr	V	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge
10 ⁻⁴ %									
область									
14	29	53	235	8	47	19	73	26	3,2
10	40	50	235	3	39	24	84	28	3,4
15	110	58	202	40	39	25	100	23	3,0
14	95	56	157	20	35	26	49	20	2,0
9	55	36	45	Нет	31	14	42	10	1,9
Предкавказье									
скв. 1									
16	63	55	168	60	47	26	78	24	1,6
скв. 29									
12	36	52	146	25	27	22	56	18	2,8
скв. 16									
8	16	67	235	Нет	43	18	53	22	3,1
К-32									
10	25	70	168	Нет	39	17	44	18	3,5
скв. 40									
8	70	68	235	15	39	26	40	23	3,0
12	48	50	157	60	31	22	51	18	3,6
площадь									
$\frac{12}{7-26}$	$\frac{19}{2-40}$	$\frac{59}{34-104}$	$\frac{86}{51-148}$	Нет	31	12	31	12	2,5
$\frac{18}{4-48}$	$\frac{53}{11-130}$	$\frac{93}{21-134}$	$\frac{150}{33-284}$	8	35	20	71	26	2,5
$\frac{32}{14-34}$	$\frac{86}{10-155}$	$\frac{83}{37-70}$	$\frac{119}{36-131}$	25	23	18	53	12	1,9

В полимиктовых нижнеолигоценовых песках содержания элементов в общем такие же, как в полимиктовых отложениях более древних толщ: то несколько большие, то несколько меньшие, за исключением никеля в песках Чиатур, где среднее количество его очень велико и резко превышает «норму». В глинах, напротив, содержания V, Cr, Ni, Cu больше, и часто намного, чем в глинах полимиктовых толщ других регионов; притом максимальные количества всех четырех элементов опять-таки локализованы в Чиатурском месторождении. Высокие концентрации этих четырех элементов в данном случае не сопровождаются повышенными содержаниями ни Fe, ни Mn, которые здесь не являются контролирующим фактором. Очевидно, усиленное накопление V, Cr, Ni, Cu в глинах нужно рассматривать как региональную особенность Чиатурской области, в частности как признак, унаследованный от петрографического состава питающих провинций, особенно древних осадочных глинистых толщ, входящих в их состав.



Фиг. 92. Содержание Fe, Mn и малых элементов в олигомиктовых толщах
Пески (а) и глины (б): 1 — в безрудных точках; 2 — в южно-украинской марганценовой толще



Фиг. 93. Содержание Fe, Mn и малых элементов в полимиктовых толщах

Пески (а) и глины (б): 1 — в безрудных толщах, 2 — в грузинских олигоценовых месторождениях, 3 — в Чиатурском месторождении; 4 — превышение над уровнем других месторождений Грузии

Резюмируя, получаем три существенных вывода.

1. Во всех терригенно-минералогических зонах нижнеолигоценовых отложений и во всех типах пород внутри зон средние содержания марганца находятся либо строго на кларковом уровне, либо даже более низком; особенно это характерно для прибрежных осадков. Таким образом, *марганцовые месторождения олигоцена возникли на кларковом (или даже пониженном) фоне содержания марганца и являются строго локальными накоплениями этого элемента*. Противоположное мнение А. Б. Ронова и А. П. Ермишкиной (1959) не подтвердилось.

2. Железо на большей части нижнеолигоценового бассейна также находится на кларковом уровне, за исключением песков Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин. *Здесь содержания железа, сами по себе невысокие, все же превышают содержания, свойственные кварцево-олигомиктовым пескам и песчаникам и должны рассматриваться как проявления слабой зачаточной формы железорудного процесса в песчаной фации*, причем процесс этот реализуется в данном случае в виде накоплений глауконита. Одновременно с железом происходит накопление его характерных спутников — V и Cr и в меньшей степени Ni, Co.

Все это означает, что интенсивно развитый марганцеворудный процесс сочетается в западной, меньшей части олигоценового бассейна с зачаточной формой процесса железорудного. На территории Причерноморской впадины оба рудных процесса территориально в некоторой степени перекрывают друг друга. В гораздо большей по размерам Днепровско-Донецкой впадине развит только зачаточный железорудный процесс без малейших признаков накопления марганца. На остальной, главной части нижнеолигоценового бассейна никаких признаков зачаточного железорудного процесса нет; здесь обычная кларковая седиментация марганца сопровождается такой же седиментацией железа.

3. На площади развития полимиктовых пород в ряде точек Закавказья отмечается повышенное накопление в глинах V, Cr, Ni, Cu. Особенно интенсивно они концентрируются во вмещающих породах Чиатурского месторождения, причем здесь Ni и частично Co даже в песках и песчаниках. Их накопление в данном случае не связано ни с Fe, ни с Mn и должно рассматриваться в качестве указания на специфику геохимического облика питающих провинций.

5. Распределение марганца и железа на площади нижнеолигоценового моря

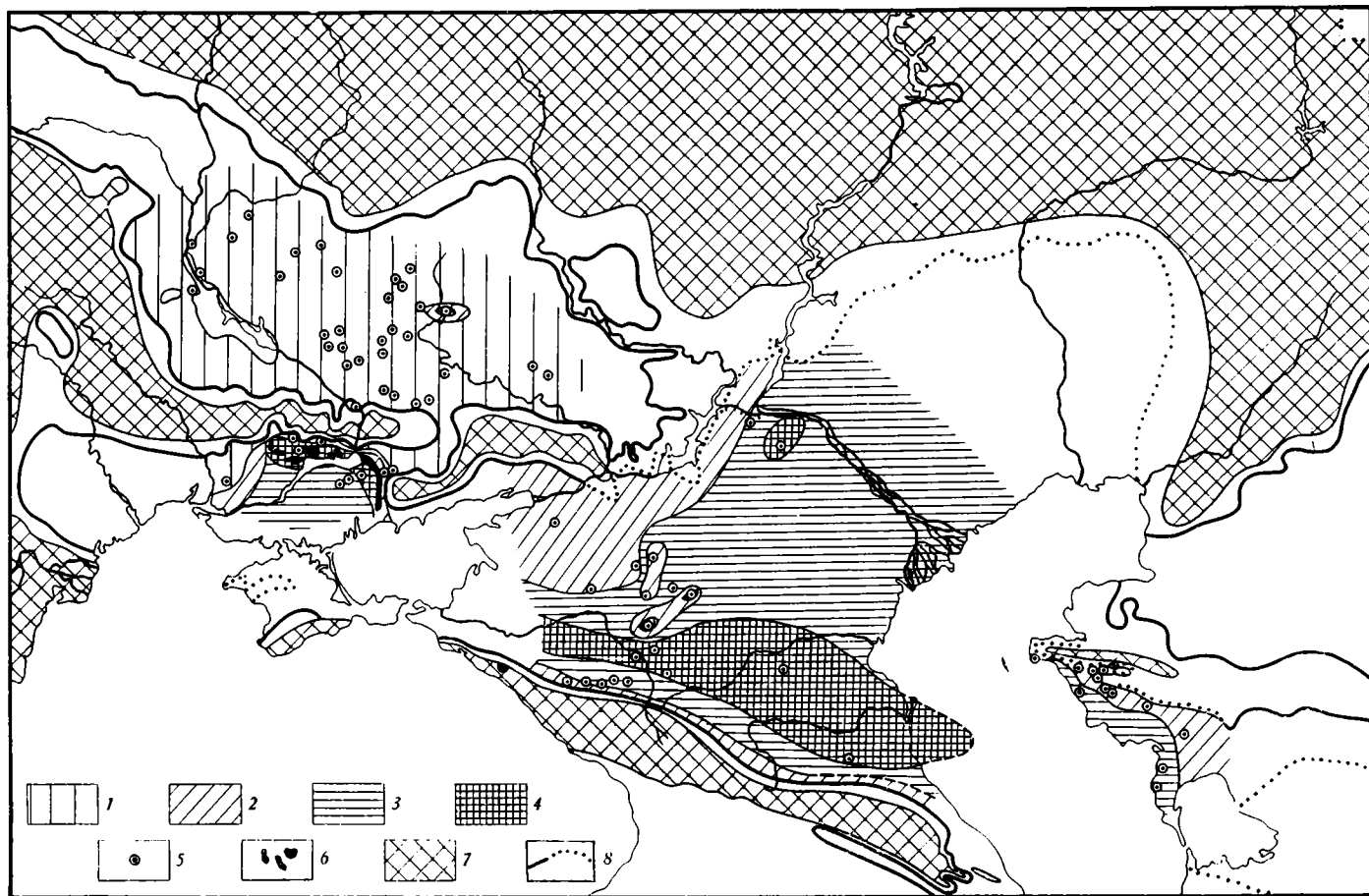
Интересные детали вскрывают карты пространственного (площадного) распределения марганца и железа в нижнеолигоценовых породах. Хотя разрезов, в которых можно было отобрать пробы на анализ, немного, картина все же получается достаточно ясная.

Для каждого разреза рассчитано средневзвешенное содержание марганца.

На картах (фиг. 94А, 94Б) видно прежде всего, что вся территория Днепровско-Донецкой впадины характеризуется весьма низкими, минимальными концентрациями марганца (0,02%), т. е. даже ниже кларка этого элемента в развитых здесь песчаных глинах и глинах. Только в единственном разрезе содержания марганца попадают в градацию 0,05—0,1%, т. е. оказываются кларковыми.

В Причерноморской впадине и на предкавказском участке, а также на Мангышлаке содержания марганца повышаются, причем распределение разных его градаций на площади оказывается строго закономерным.

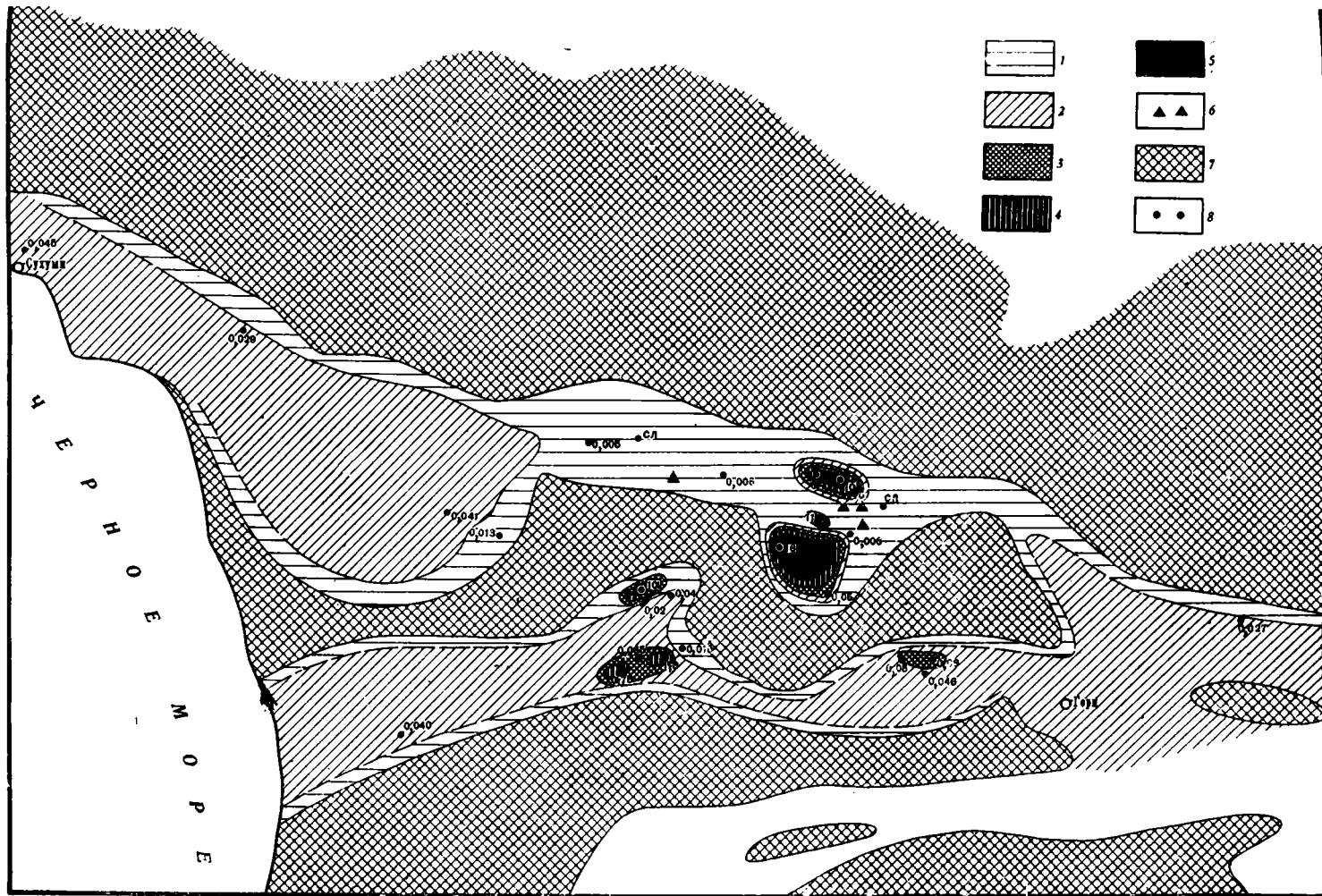
Судя по немногим разрезам, повсеместно вблизи берега накашлись минимальные содержания марганца: в Причерноморской впадине < 0,02%, на Северном Кавказе 0,02%, к югу от Донецкого острова 0,025—0,04%,



Фиг. 94 А. Распределение марганца (в %) в отложениях нижнеолигоценного бассейна.

Главная часть площади (составил Л. Е. Штернберг):

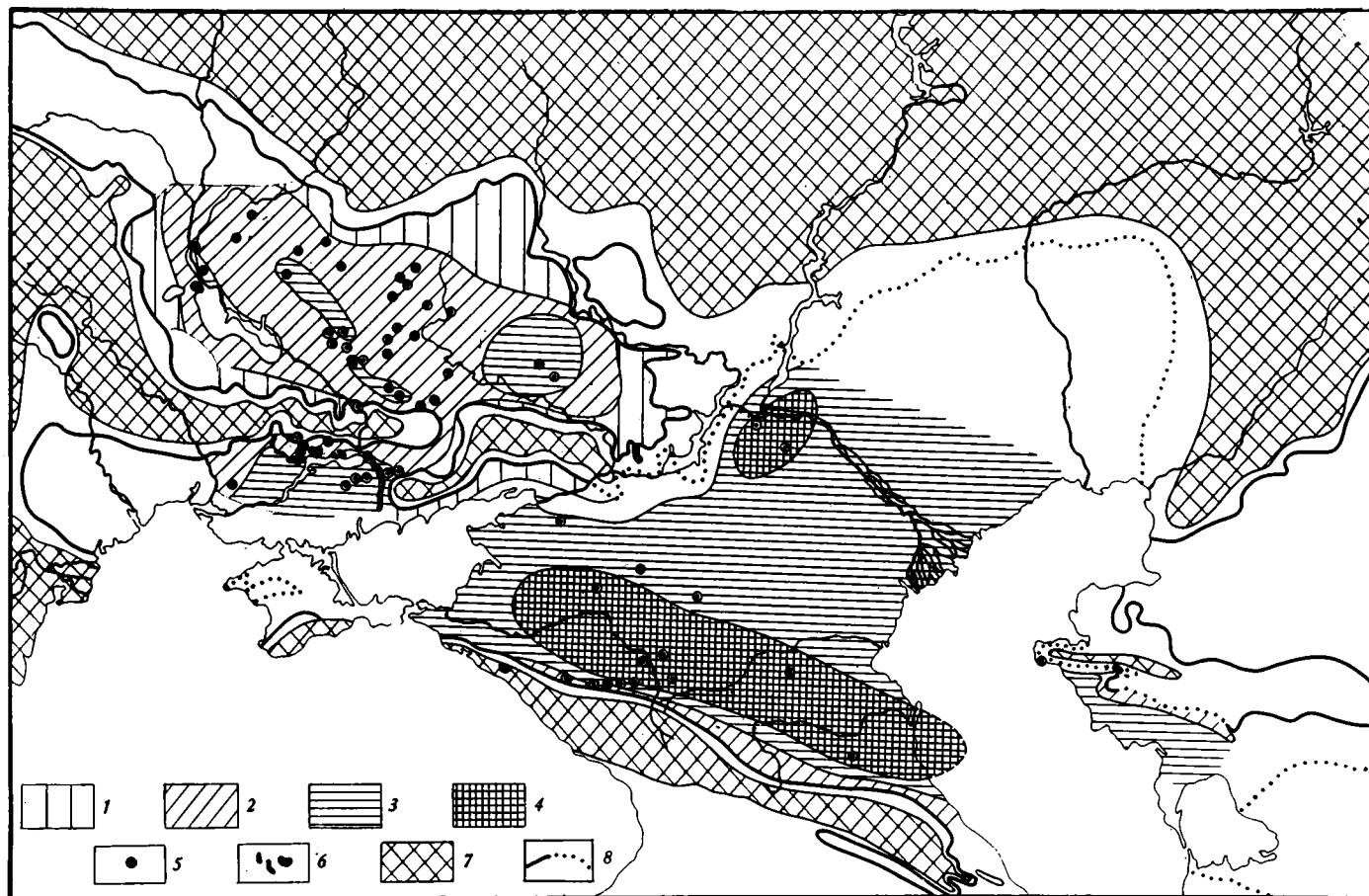
1 — $< 0,02$; 2 — $0,02 - 0,05$; 3 — $0,05 - 0,1$; 4 — $> 0,1$; 5 — скважины; 6 — месторождения Mn; 7 — суша;
8 — установленные и предполагаемые границы отложений



Фиг. 94). Распределение марганца (в %) в отложениях нижнеолигоценового бассейна

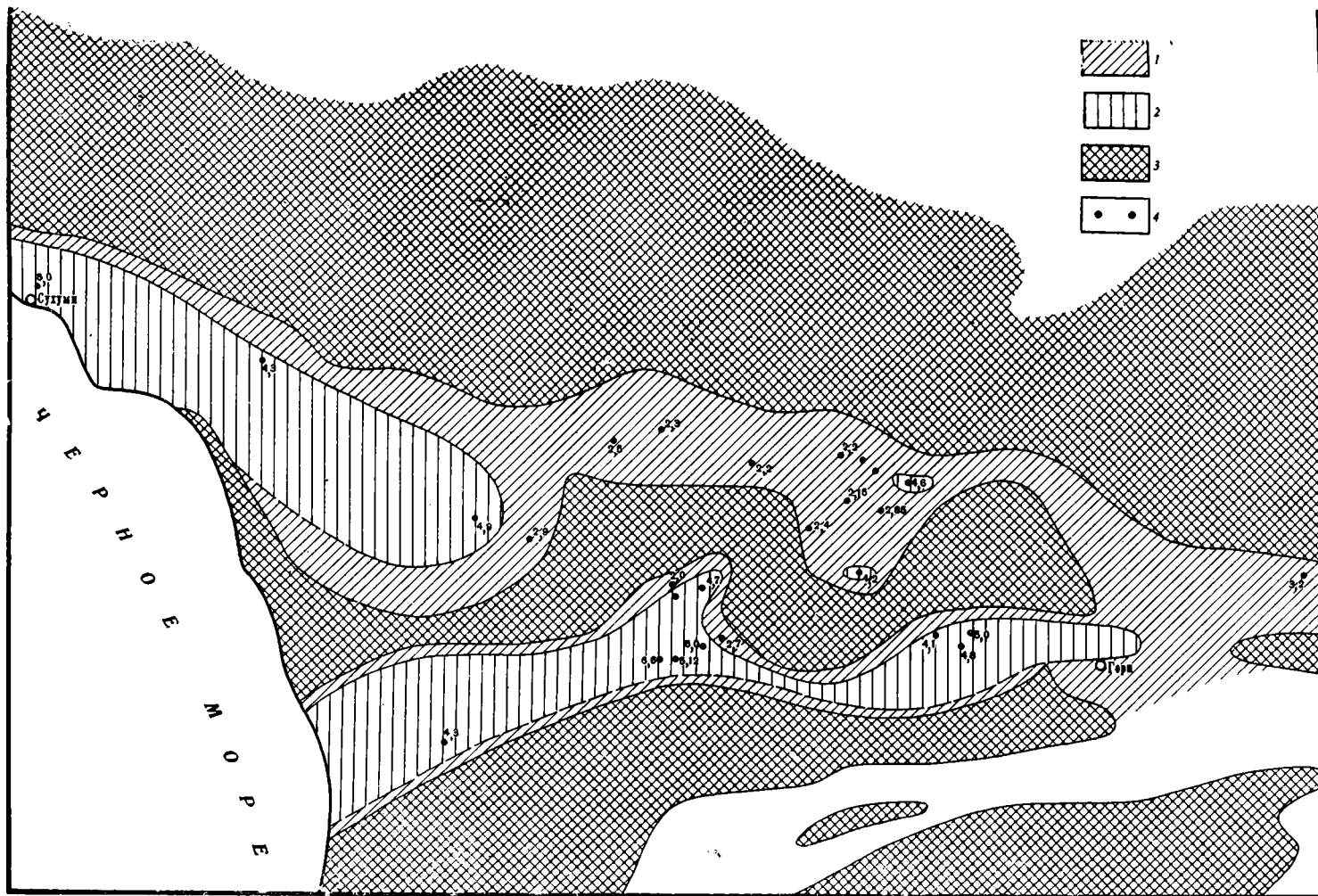
Западное Закавказье (по Г. Ю. Бутузовой и Л. Е. Штеренбергу, 1964):

- 1 — < 0,02%; 2 — 0,02—0,05%; 3 — 0,05—0,1%; 4 — 0,1—3%; 5 — > 3%; 6 — участки повышенных концентраций марганца; 7 — суша;
8 — точки взятия проб



Фиг. 95А. Распределение железа (в %) в отложениях нижнеолигоценового бассейна.

Главная часть площади (составил Л. Е. Штеренберг): 1 — < 2%; 2 — 2—4%; 3 — 4,0—5,5%; 4 — > 5,5%; 5 — скважины; 6 — месторождения марганца; 7 — суша; 8 — установленные и предполагаемые границы отложений



Фиг. 95 Б. Распределение железа в отложениях нижнеолигоценового бассейна.

Западное Закавказье (по Г. Ю. Вузузовой и Л. Е. Штеренбергу 1964): 1—2—4 %; 2—>4 %; 3—суша; 4—точки взятия проб

на Мангышлаке 0,02—0,03%. В открытой части бассейна в области глинистых отложений на предкавказском участке и на Мангышлаке широчайшее распространение имеет градация 0,05—0,1%, т. е. тоже кларковая для глин величина. И только в южной части Предкавказья, главным образом в наиболее глубоководной части моря, намечается область с величинами $> 0,1\%$. Чаще всего это 0,17—0,12—0,15%, но в двух точках концентрации достигают 0,482 и даже 0,688% (Смирнова, 1964). Если это не ошибка спектрального анализа, которым определялся в данном случае марганец, то, очевидно, в числе образцов было несколько карбонатных конкреций, неверно принятых за нормальную породу; включение их этим автором в расчеты среднего содержания марганца повысило его содержание до неоправданно высоких величин. Небольшое пятно с содержанием марганца 0,2% имеется в северной части глинистых отложений. В Закавказье в прибрежной песчаной зоне повсеместно отмечаются концентрации марганца $< 0,02\%$; особенно интересно, что они составляют фон, на котором лежит Чиатурское месторождение. В более глубоководных глинистых отложениях содержания марганца находятся в пределах 0,02—0,05%, т. е. даже меньше кларковых для глин.

В целом *общая схема распределения марганца в нижнеолигоценых отложениях принципиально воспроизводит ту локализацию его, какая наблюдается в современных морях — Карском, Баренцевом, Охотском, Черном*: та же тенденция к накоплению марганца в глинистых илах пелагиали и уход от побережья. Но соответственно большим размерам бассейна в пелагиальной зоне обнаруживаются в некоторых местах значения, слегка превышающие кларк, особенно в наиболее глубоководных частях бассейна. Тут, несомненно, проявляет себя та зависимость концентраций элементов в пелагических отложениях от размеров акватории бассейна, какую мы установили на современных водоемах (см. часть первую, главу третью). Таким образом, даже в этой черте проявляется сходство нижнеолигоценой седиментации с современной кларковой.

Распределение железа (фиг. 95А, Б) в основных чертах повторяет схему распределения марганца. На площади Днепровско-Донецкой впадины содержания железа, вообще говоря, минимальны по сравнению с теми, что наблюдаются к югу и юго-востоку. Но обнаруживаются две интересные детали, не проявляющиеся у марганца: вблизи берега концентрации Fe особенно низки и увеличиваются к центральной части впадины. Здесь локализуются три пятна еще больших значений (4—5,5%). Наибольшее из них — восточное отвечает площади сплошного развития глин. Два небольших западных приходятся на зону песков с прослоями глин; возможно, они возникли в результате перемывания глауконитовых песков и локального обогащения их глауконитом. На огромной Предкавказской территории и на Мангышлаке в тех немногих местах, где сохранились прибрежные отложения, содержания железа минимальны (2,5—4%). В средней части территории распространена градация значений 4—5,5%, т. е. кларковые величины. На ее фоне выделяется на юге относительно узкая, но длинная полоса, где содержания Fe слегка выше кларковых; эта полоса отвечает наиболее глубоководной зоне Предкавказского бассейна. В Закавказье в прибрежных мелководных частях проливов опять отмечаются наименьшие значения Fe (2—4%), в глубоководных — более высокие ($> 5\%$).

Все это обычные, примелькавшиеся закономерности, не один раз наблюдавшиеся в современных морях и озерах (Страхов, Бродская и др., 1954) и характерные для кларкового процесса.

Отмечается и еще одно, также вполне типичное для кларкового процесса, явление: *распределение железа повторяет во всех существенных чертах распределение марганца*.

Таким образом, геохимия морских нижнеолигоценых отложений в целом *во всех своих главнейших чертах — и в диапазоне колебаний*

концентраций элементов, и в распределении их на площади вне месторождений,— типична для кларкового геохимического процесса. Особенно ярко проявляется эта черта кларкового процесса в геохимии марганца — главного и наиболее интересного сейчас для нас элемента. Наличие в нижнеолигоценом море крупнейших локальных накоплений марганца ни в какой мере не сказалось на общем поведении его вне месторождений. Тот факт, что в глубоководных пелагических отложениях Предкавказья встречаются величины марганца, слегка превышающие кларковые, совершенно естествен для крупного морского бассейна и доказывает, как мы уже говорили, только то, что зависимость содержаний элементов в пелагических илах от общих размеров водоемов проявлялась и в морях геологического прошлого, особенно такого недалекого, как нижний олигоцен.

Железо характеризуется чрезвычайно слабым, зачаточным рудным процессом на площадях песков Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин, что вызвало здесь аномально высокие содержания никеля и хрома. Но за пределами слабо накопляющей железо фации содержания и характер распределения этого элемента на площади моря типично кларковые, аналогичные марганцевым. То же относится и к другим элементам. Таким образом, огромные локальные накопления марганца в нижнеолигоценом бассейне никак не сказались на содержаниях этого элемента и других, его сопровождающих, вне площадей рудообразования; они остались здесь обычными, свойственными кларковому процессу.

Рассмотрим теперь в общих чертах, чем нижнеолигоценые руды отличаются от синхроничных им замещающих пород.

III. ФАЦИАЛЬНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВЫХ МАРГАНЦОВЫХ РУД И ИХ СООТНОШЕНИЯ С НЕРУДНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

1. Палеогеографические условия образования нижнеолигоценых марганцевых руд

Как видно из карты (см. фиг. 82), все нижнеолигоценые марганцевосные месторождения юга СССР и Болгарии приурочены к мелководной прибрежной зоне со сложной и специфической палеогеографией.

Варненское месторождение локализовано в небольшом заливе, вдавшемся в континентальный балканский массив. Мангышлакское месторождение возникло в проливе между двумя антиклинальными структурами (Каратау и Беке-Башкудукской антиклиналью) и располагалось вдоль северного побережья этого пролива. В Закавказье руды формировались в длинных и узких проливах со сложными очертаниями береговой линии, протягивавшихся между Главным Кавказским хребтом и Малым Кавказом от современного Черного до Каспийского моря. Главные накопления — Чиатурское и Аджамети-Чхари — приурочены к двум заливообразным изгибам береговой линии внутри проливов.

Довольно сложна палеогеография Южно-Украинского рудного бассейна, который в настоящее время состоит из многих отдельных крупных и мелких площадей. На западе несколько мелких участков образуют Ингулецкую, или Криворожскую группу; далее к востоку следуют крупные Высокопольский и Нововоронцовский участки, еще восточнее — Западная и Восточная площади, состоящие из нескольких участков; наконец, на крайнем востоке располагается самая крупная и моновитная Больше-Токмакская площадь.

При такой расчлененности рудного бассейна естественно встает вопрос: является она первичным признаком месторождения или же возникла вторично, под влиянием последующего размыва?

Вопрос решается изучением карт мощностей рудного горизонта, содержаний в нем марганца, распределения абсолютных масс марганца на площади месторождений, наконец, характера ложа рудного горизонта.

Не имея возможности анализировать здесь весь этот материал (это сделано ниже; см. гл. II и III), укажем лишь, что все перечисленные показатели согласно свидетельствуют о том, что Ингулецкая, Высокопольская, Нововоронцовская, Западная, Восточная и Больше-Токмакская площади первоначально представляли собой обособленные накопления руды. И даже меньшие по площади участки — Сулицкий, Коминтерн-Марьевский и некоторые другие — также, возможно, были обособлены друг от друга. В то же время несомненно, что первичные площади оруденения подвергались некоторому размыву по краям, повторявшемуся несколько раз в неогене и в четвертичное время, но обычно ограниченному по силе и только несколько модифицировавшему очертания прежних рудных площадей. Лишь для четырех участков — Максимо-Тимошаевского, Закаменского, Новоселовского и Николаевского — следует принять их первоначальное единство и последующее эрозионное расчленение единого тела на обособленные рудные площади.

Подтверждением изложенной точки зрения является также то, что Западная, Восточная, Коминтерн-Марьевская, Сулицкая и другие площади приурочены к ясно выраженным депрессиям кристаллического ложа Азово-Подольского массива и показывают обычно признаки фациальных изменений осадка по мере движения к краям депрессий и разделяющих их поднятий кристаллического ложа. Но Больше-Токмакское месторождение расположено на полого падающем склоне Азово-Подольского массива. Таким образом, для Южно-Украинского бассейна характерна множественность обособленных крупных и мелких площадей рудонакопления.

Что касается палеогеографических условий формирования никопольских марганцевых руд, то возникли они в прибрежной зоне моря со сложной береговой зоной и сложным рельефом дна и в большинстве случаев занимали здесь заливы и западины самой верхней части шельфа; Больше-Токмакское месторождение было выдвинуто несколько дальше в море и располагалось на ровной, полого наклонной верхней части шельфа.

Нельзя не отметить одной особенности областей образования марганцевых руд. На палеогеографических картах и Южно-Украинского, и Чиатурского, и Мангышлакского месторождений отчетливо видно, что *водосборы, питавшие бассейн рудным материалом, были весьма незначительны по ширине*. Стало быть, и речки, переносившие рудные растворы, должны были быть весьма невелики по длине, хотя обильны водой. Здесь в классически четкой форме реализовалась та малая длина питающих речных артерий, которая неоднократно выступалась одним из авторов этой работы в качестве необходимой предпосылки возникновения алюминиево-железо-марганцевых руд именно бассейнового, морского типа. При постепенном удлинении речных водотоков рудообразование локализуется уже в пределах речных долин, давая руды аллювиального типа (известные пока у железа).

2. Локализация руд среди гранулометрических типов пород

Весьма существенным моментом в характеристике нижнеолигоценых руд является локализация их среди гранулометрических типов пород.

Для разъяснения ее были выполнены механические анализы пропластков пустых пород внутри рудного горизонта, а также использованы анализы, имеющиеся в литературе; некоторые данные были любезно предоставлены нам В. И. Грязновым, за что авторы искренне ему признательны.

Наиболее четкие результаты были получены по Чиатурскому месторождению (табл. 82). Выполнению гранулометрических анализов предшество-

Гранулометрический состав (в %) рудовмещающих пород Чнатурского месторождения

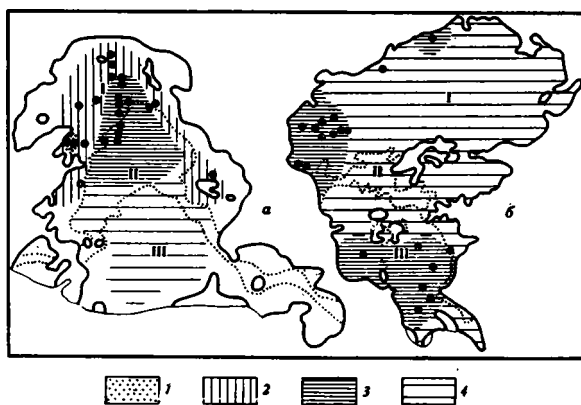
№ точки	Место отбора проб	Фракция, мм						Средний диаметр, мм	Коэффициент сортировки
		>1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,001	<0,01		
1	Нагорье Ргани, скв. 90, обр. 17	—	—	1	—	4,0	95,0	0,03	2,4
	Там же, обр. 22	—	33	7	11	5	44	0,17	7,7
2	Нагорье Ргани, карьер, обр. 4	9,8	20,2	6,7	7,9	7,3	48,1	0,04	8,5
	Там же, обр. 11	3,5	21,5	4,1	4,2	10,6	56,1	0,03	6,2
	» обр. 26	18,0	26,5	9,7	8,6	15,4	21,8	0,40	5,5
	» обр. 42	24,3	27,8	12,0	11,1	5,1	19,7	0,56	2,2
3	Нагорье Халимбаури, обнажение, обр. 2	0,078	0,06	0,5	4,8	29,5	65,06	0,013	2,7
	Там же, обр. 5	—	—	—	9,6	36,0	54,4	0,012	2,8
	» обр. 12	—	2,0	5,0	11,8	44,2	37,0	0,05	3,9
4	Нагорье Табагреби, штрек, обр. 4	—	—	—	0,3	14,1	85,6	0,01	2,5
	Там же, обр. 9	—	—	—	1,5	9,3	89,2	0,01	2,5
	» обр. 14	—	7,2	11,2	43,4	21,1	17,1	0,20	3,3
5	Нагорье Мгвиеви, штрек, обр. 2	0,75	0,17	0,16	1,6	27,4	69,92	0,012	3,7
	Там же, обр. 7	13,2	0,58	1,03	12,04	24,2	48,90	0,03	4,4
6	Нагорье Дарквети, обр. 2	—	—	—	1,0	12,1	86,90	0,01	2,5
	Там же, обр. 40	0,1	0,4	17,9	61,7	9,8	10,1	0,20	1,4
	» обр. 21	71,5	2,7	2,3	7,5	7,8	8,2	0,60	1,37
7	Нагорье Дарквети, скв. 95, обр. 5	0,6	1,7	24,8	25,7	42,3	4,9	0,12	2,85
	Там же, обр. 17	—	0,1	0,9	67,3	13,6	19,1	0,25	3,45
8	Нагорье Перевиси, штрек, обр. 14	0,6	2,1	3,4	44,6	26,3	23,0	0,16	3,15
9	Нагорье Шукрути, штрек, обр. 9	1,15	0,88	1,38	6,9	39,8	49,89	0,017	2,8
	Там же, обр. 3	29,0	0,6	1,01	7,1	25,4	36,89	0,06	6,9
10	Нагорье Итхвиси, штрек, обр. 1	0,04	0,15	0,4	11,6	30,0	57,81	0,014	2,6
	Там же, обр. 21	5,78	0,74	0,96	8,6	32,6	51,32	0,016	2,7
11	Нагорье Итхвиси, скв. 398, обр. 4	—	0,1	0,25	2,5	15,6	81,55	0,01	1,7
	Там же, обр. 10	0,25	0,55	0,82	30,4	35,5	32,48	0,06	4,2
12	Нагорье Меревы, скв. 56, обр. 4	—	—	0,04	5,2	36,1	58,6	0,012	2,2
	Там же, обр. 15	9,1	5,1	4,6	23,5	19,9	37,8	0,07	5,4
13	Нагорье Меревы, скв. 118, обр. 4	5,7	3,4	3,4	31,1	25,8	30,6	0,05	3,7
	Там же, обр. 18	25,0	21,0	10,1	15,8	6,2	21,9	0,45	3,4

самый грубозернистый; он сложен грубо-, средне- и мелкозернистыми песками; вверх пески сменяются алевритами, а на некоторых участках глинами. Таким образом, гранулометрический спектр чиатурских руд достаточно широк. Но внутри него руды локализованы неравномерно.

В нижней части рудного горизонта (фиг. 96, а) вдоль относительно неширокой юго-западной полосы руда подчинена пескам; небольшое пятно песков имеется и на северной окраине месторождения, но главная часть площади руд приходится на алевритовую зону, притом в основном на крупные алевриты. В верхней части горизонта (фиг. 96, б) вдоль юго-западной окраины руда локализована в полосе мелких алевритов, занимающей около половины площади месторождения, восточнее — среди глин примерно на такой же по размерам площади. Верхний горизонт, следовательно, в гранулометрическом спектре как бы продолжает нижний. В целом же главная масса чиатурских руд приурочена к полосе алевритов, заходя в зоне ближнего выклинивания в песчаную полосу, в зоне дальнего — в глинистую. Так как часть руд к юго-западу от главного сброса уничтожена предчокракским размывом, следует думать, что песчаная фация в общем гранулометрическом профиле чиатурских руд имела большее значение, чем это можно судить по сохранившимся частям рудного горизонта.

Фиг. 97. Локализация южноукраинских руд среди гранулометрических типов пород (по данным В. И. Грязнова и др., 1964)

а — Грушевско-Басанское месторождение; б — Западное месторождение. Зоны руд: I — окисных; II — переходных; III — карбонатных. 1 — пески ($Md > 0,1$ мм); 2 — алевриты ($Md 0,1-0,01$ мм); 3 — глина ($Md < 0,01$ мм); 4 — предполагаемое распространение глинистых осадков. Точками показаны места отбора проб

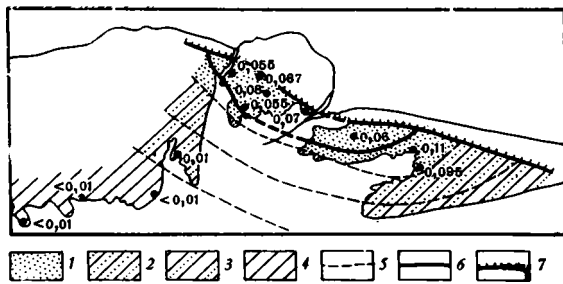


Гранулометрия южноукраинских руд изучена менее подробно, так как анализ недостаточен, чтобы построить карты для всей поверхности каждого из месторождений. Тем не менее и то, что известно, представляет большой интерес. Самая нижняя часть пласта (0,5—0,7 м) сложена почти повсеместно песками или алевритами, выше все более тонкозернистыми (табл. 83). Средняя и верхняя части пласта образованы обычно глинистыми осадками с некоторой примесью алевритового материала и только местами алевритами или даже песками. Локализация этих гранулометрических типов осадков внутри рудных площадей весьма закономерна и отчетливо выступает в северной части Грушевско-Басанской площади (фиг. 97). Пески слагают рудный пласт по его периферии. Внутри месторождения они сменяются алевритами, а последние — глинами. Хотя количество анализов и невелико, но, опираясь на полевые наблюдения и литературные данные (Грязнов и др., 1964), можно утверждать, что главная, даже подавляющая часть грушевско-басанских руд приурочена к зоне глинистых отложений. Только вблизи выступов кристаллического ложа, когда они значительны по высоте и как бы прорывают пласт, наблюдается неширокая оторочка более грубозернистых пород — песчаных глин и даже песков. Грушевско-Басанское месторождение, по-видимому, подверглось небольшому последующему размыву, и потому полоса алевритопесчаных пород в области ближнего выклинивания сохранилась в заметной степени. Западное месторождение, напротив, пострадало значитель-

Гранулометрический состав (в %) терригенного материала в рудах крупных рудных площадей Южной Украины
(по В. И. Грязнову и др., 1964)

Место взятия образца	Фракция, мм							Средний диаметр, мм
	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	<0,01	
Западная рудоносная площадь, окисные руды								
Шахта 17, низ пласта, обр. 511	10	34	12	6	14	7	17	0,38
Там же, средняя часть пласта, обр. 64	0,62	6,2	8,4	17,7	14,8	29,76	22,53	0,046
Там же, средняя часть пласта, обр. 66	—	—	4	24	12	24	36	0,029
Александровский карьер, в 0,7 м от кровли	—	0,3	0,6	1,9	8,2	16,3	72,7	0,0047
Там же, в 1,45 м от кровли	—	0,2	0,3	1,8	14	15,2	68,5	0,0055
Там же площадь, карбонатные руды								
Покровский участок, нижняя часть пласта, обр. 1757 . .	—	20,8	10	4,4	8,8	19	37	0,03
Там же, обр. 1765	—	13,8	12,8	8,2	19,8	7,2	33,2	0,058
Там же, средняя часть пласта	5,2	6,4	3	2,6	8,4	14,4	60	0,007
Там же	—	1,6	1,8	3,6	12,4	16,4	64,2	0,007
Покровский участок, верхняя часть пласта	11,2	3,4	3,8	4,4	9,8	17,2	50,2	0,0096
Там же	—	—	2,6	2	9,2	12,8	73,4	0,0045
Больше-Токмакское месторождение, карбонатные руды								
Скв. 383, нижняя часть пласта	58,63	11,92	6,19	2,98	3,18	3,83	3,83	
Скв. 480, там же	3,45	0,7	0,7	1,85	48,95	11,75	32,6	
Скв. 578 » »	40,20	12,82	8,76	5,65	5,33	8,32	18,92	
Скв. 578, у подошвы пласта	38,54	10,09	6,7	3,98	6,77	1,86	32,06	
Скв. 383, средняя часть пласта	—	—	3,49	1,88	13,2	18,36	63,07	
Скв. 578, близ кровли пласта	—	—	2,94	0,74	5,49	30,88	59,95	
Скв. 578, верхняя часть пласта	—	—	5	1,8	5,4	11,0	76,8	
Скв. 383, там же	—	—	5,57	2,3	15,38	15,75	60,99	

ней (см. фиг. 97, б). Песчано-алевритовая полоса в зоне ближнего выклинивания срезана практически нацело, и на сохранившейся части рудной площади средняя и верхняя части пласта полностью сосредоточены в области глинистых отложений. Близ выступов ложа, здесь более многочисленных и более крупных сравнительно с выступами на Грушевско-Басанском месторождении, опять-таки присутствуют более грубозернистые (песчано-алевритовые) каемки, нарушающие гранулометрическую однородность рудного тела. Что касается Больше-Токмакского месторождения, то, судя по карте (см. главу II) и описаниям его (Грязнов, Селин, 1959), только очень узкая зона в области ближнего выклинивания сложена песчано-алевритовыми породами; подавляющая же по массе часть месторождения локализована среди достаточно тонких глинистых пород.



Фиг. 98. Локализация мангышлакских руд среди гранулометрических типов пород (по данным Е. С. Тихомировой)

1 — алевриты крупнозернистые, с редкими прослоями песков (M_d 0,11—0,05 мм); 2—алеуристы с прослоями алеуристых глин; 3—алеуристые глины ($M_d > 0,01$ мм); 4 — глины ($M_d < 0,01$ мм); 5 — предположительные границы литологических комплексов; 6 — контур локализации рудных концентраций марганца; 7 — граница размыва олигоценых отложений в предсреднемиоценовое время

В целом южноукраинские руды явно сдвинуты в область глинистой седиментации в отличие от чигатурских; особенно выражен этот сдвиг в Западном и Больше-Токмакском месторождениях.

Относительно Мангышлакского месторождения можно сказать немного. Из табл. 84 и карты (фиг. 98) видно, что сохранившаяся его часть приходится на зону крупных алевритов; песчаной зоны на месторождении не наблюдается. В южном и восточном направлениях, в области переслаивания алевритов и глин и далее на площади развития алевритовых глин руды отсутствуют. Отмечаются лишь маломощные прослои с повышенным

Таблица 84

Гранулометрический состав (в %) вмещающих пород рудного горизонта Мангышлакского месторождения

№ обозначения	№ образца	Фракция, мм							Средний диаметр, мм
		2—1	1—0,5	0,5—0,2	0,25—0,1	0,1—0,05	0,0—0,01	<0,01	
9	23	—	—	—	4,09	53,97	5,27	36,67	0,055
18	52	—	—	—	4,24	67,63	5,25	22,61	0,062
20	64	—	0,01	0,03	1,2	82,4	1,04	15,32	0,067
29	87	—	—	—	5,77	38,51	11,22	44,50	0,023
34	102	—	0,21	0,79	15,46	63,24	3,21	12,09	0,073
34—35	105	—	—	0,01	4,58	81,45	3,08	10,90	0,07
15	138	—	—	—	1,09	54,9	9,01	35,0	0,055
15	143	—	—	0,1	0,62	53,6	2,7	42,98	0,052
45	147	0,03	0,02	0,02	3,58	68,65	4,88	22,82	0,063
49	157	4,76	0,12	0,37	7,5	60,5	2,8	23,95	0,066
49	158	0,1	0,006	0,09	0,6	60,8	4,5	34,50	0,057
49	160	—	—	—	3,4	77,03	3,62	15,95	0,066
54	174	1,70	0,41	2,76	6,17	48,09	10,01	30,86	0,056
40	127	0,05	0,45	1,29	55,8	25,9	0,36	16,15	0,11
32	309	—	—	0,001	4,99	71,58	4,22	19,2	0,064
32	316	—	0,01	0,2	34,6	58,05	0,9	6,24	0,084
34	326	—	—	0,006	4,32	61,29	6,43	27,95	0,06
34	327	—	—	—	3,07	67,7	4,75	24,48	0,06
34	330	—	—	0,007	26,52	45,84	2,28	25,35	0,073
34	331	—	—	0,001	46,16	37,52	1,76	14,56	0,095

содержанием марганца (1—6%), которые полностью выклиниваются на юге у границы с зоной более глубоководных тонкодисперсных глин.

Так как рудная площадь на месторождении сильно разрушена, нужно думать, что отсутствие песчаной зоны не является первичным его признаком. Зона эта, несомненно, некогда существовала, как и у других нижнеолигоценовых месторождений, но была уничтожена в силу гораздо большего размыва области ближнего выклинивания.

Иначе следует расценивать отсутствие оруденения в области глинистых осадков: оно может быть только первичным.

Если все эти соображения верны, то из них следует, что рудное поле на Мангышлакском месторождении первоначально было гораздо более сдвинуто в область грубозернистых осадков сравнительно с чиатурскими, а тем более с южноукраинскими рудами.



Фиг. 99. Общая схема локализации олигоценовых руд среди гранулометрических типов пород

М — Мангышлакское месторождение; Ч₁ — нижний горизонт Чиатурского месторождения; Ч₂ — верхний его горизонт; Н — Никопольское месторождение (Западная и Грушево-Басанская рудные площади); Б-Т — Больше-Токмакское месторождение; Л — Лабинское месторождение. Прерывистой черной полосой показана предполагаемая песчаная зона, уничтоженная размывом

Итак, каждому нижнеолигоценовому месторождению марганца присущи индивидуальные особенности локализации среди бассейновых осадков: одни больше тяготеют к грубозернистым — песчаным — отложениям, другие сдвинуты в зону более тонкозернистых илов — мелких алевритов, пелитов. На фиг. 99 эти черты выступают достаточно четко. Диаграмма приводит к мысли о том, что существует, по-видимому, связь между массой накопленного в месторождении марганца и характером локализации его среди типов вмещающих пород. Чем больше абсолютные массы руды, тем сильнее сдвинуто месторождение в область тонкозернистых (пелитовых) илов. Во всяком случае гранулометрическая локализация Мангышлакского, Чиатурского, Никопольского и Больше-Токмакского месторождений говорит об этом достаточно отчетливо. Весьма незначительное по запасам верхнеолигоценовое Лабинское месторождение целиком укладывается в эту схему, но о нем подробнее будет сказано ниже.

3. Особенности химического состава руд сравнительно с вмещающими осадками

Любопытные особенности вскрываются при сопоставлении вещественного состава руд с составом нижнеолигоценовых вмещающих и замещающих пород.

Как уже говорилось (см. фиг. 82), во всех случаях марганцевые месторождения локализованы в прибрежной полосе с низким кларковым, а иногда даже меньшим, чем кларковое — содержанием марганца и сопро-

вождающих его элементов. Между тем в самих рудах концентрации марганца и малых элементов резко иные. В этом легко убеждает табл. 85, в которой показан средний состав руд, определенный исследованием 127 образцов из Южно-Украинского месторождения, 59 образцов из Чиатурского, 31 образца из Мангышлакского. Внизу таблицы приведены для сравнения средневзвешенные содержания марганца из тех же месторождений.

При изучении этой таблицы бросаются в глаза три особенности. Прежде всего, очень высокое содержание в рудах марганца, весьма сильно превосходящее его количество во вмещающих осадках. Среднее содержание его в изученных пробах колеблется от 35% в южноукраинских и чиатурских рудах до 22% в мангышлакских; во вмещающих породах оно составляет сотые доли процента. Правда, средневзвешенные по месторождениям содержания марганца ниже (иногда существенно) тех, какие установлены в изученных нами образцах. Но даже и они многократно превосходят те, что определены во вмещающих и замещающих руду породах.

Весьма характерно поведение железа. Распределение его в осадках вне рудных месторождений в своих главных чертах повторяет распределение марганца: их количества вместе увеличиваются, вместе убывают. В рудах этот консонанс резко нарушается. В то время как марганец необычайно резко концентрируется в рудах, железо не только не показывает концентрирования, но, напротив, убывает в них до уровня 1—3%. Таким образом, при формировании марганцовых нижнеолигоценовых руд пути марганца и железа резко расходились. В этом одна из специфических геохимических особенностей нижнеолигоценовых руд по сравнению, например, с современными марганцовыми накоплениями.

Наконец, все нижнеолигоценовые руды богаты микроэлементами, особенно Ni, Co, Cu, Ba, Mo и др. Их содержания значительно выше тех, какие мы видели выше во вмещающих породах; в то же время содержания V, Cr, Ga в рудах не выше, а ниже, чем во вмещающих и замещающих отложениях.

Все эти особенности проступают еще ярче, если рассчитать коэффициенты концентраций элементов в рудах относительно содержаний их в непосредственно вмещающих и замещающих руду породах (табл. 86).

Совершенно очевидно, что по вещественному составу марганцовые руды в отличие от всех остальных отложений нижнеолигоценового бассейна представляют собой специфические образования. Напомним теперь, что рудные накопления располагаются лишь в немногих точках прибрежной зоны олигоценового моря, в довольно специфических палеогеографических условиях и быстро переходят латерально в обычные породы с кларковыми содержаниями Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Mo, V, Cr, Ga, Ge, Pb, Zn. Понять такую ситуацию можно только единственным путем, допустив, что возникновение руд в данном случае было обязано локальному наложению рудного процесса на обычный кларковый геохимический процесс, который господствовал на подавляющей части нижнеолигоценового бассейна. Рудообразование в данном случае не развивалось из обычного кларкового процесса благодаря большой интенсивности осадочной дифференциации, как это имеет место в современных океанах и, несомненно, было в них в геологическом прошлом (см. выше), а локально накладывалось на кларковое осадкообразование в силу благоприятного соотношения факторов:

$$R = f(\alpha, \beta, \gamma, \delta, \epsilon),$$

причем особенно большую роль играли факторы α , β и, как увидим ниже, δ .

С этой точки зрения, нижнеолигоценовые руды юга СССР являются классическим представителем того мелководного типа рудонакопления в гумидной триаде Al — Fe — Mn, который был широко распространен в водоемах геологического прошлого.

Средние содержания элементов в олигоценовых рудах

Месторождение	Mn	Fe	P	Ba *	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ge	Ga
	%				10 ⁻⁴ %										
Южно-Украинское (127 образцов)	35,09	1,28	0,125	0,14	79,6	11	30,4	195	30	15,1	35,5	23	87,7	2	5,7
Чиатурское (59 образцов)	35,23	0,88	0,028	0,8	93	9	94	812	22	24,4	53	15	101	1,4	5,0
Мангышлакское (31 образец)	20,0	2,00	0,139	—	72	21	55	118	43	—	—	—	—	—	—
Средневзвешенные содержания Mn **															
Южно-Украинский бассейн:															
Западная площадь	22,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Грушевско-Басанская площадь	22,45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Больше-Токмакское	18,53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Чиатурское	26,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Мангышлакское:															
участок Сартаган	2,63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
участок Чакырган	6,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
мытая руда	12,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* В Никопольском месторождении по В. И. Грязнову и др. (1964), в Чиатурском — по А. Г. Бетехтину и др. (1964).

** Рассчитаны по картам процентных содержаний по разведочным данным.

Коэффициенты концентраций элементов в олигоценовых рудах

Месторождение	Mn	Fe	P	Ni	Cu	Co	V	Cr	Mo	W	Pb	Zn	Ga
Южно-Украинский бассейн (относительно глинистых пород)	585 (374)	0,31	3,0	4,4	1,0	1,7	0,52	0,14	2,6	1	1	1,8	0,31
Чиатурское (относительно среднего из песчаников + алевроитов + глин)	704 (526)	0,42	—	3,5	0,5	6,7	0,50	0,17	1,3	1	—	—	0,3
Мангышлак (относительно алевроитов)	505 (58; 151; 266)	1,15	1,82	3,4	2,3	4,6	0,84	0,36	—	—	—	—	—

Примечание. В скобках показаны коэффициенты концентраций относительно средневзвешенных содержаний марганца по разведочным данным.

Говоря о вещественном составе руд, нельзя не упомянуть корреляцию руды с теми терригенно-минералогическими зонами песчано-алевритовых пород, которые были свойственны разным участкам бассейна.

Как следует из карты (см. фиг. 86), руды Южно-Украинского бассейна расположены в зоне олигомиктового, часто чисто кварцевого песчано-алевритового материала; мангышлакские руды — в зоне мезомиктовых обломочных пород; чиатурские — среди полимиктовых. Таким образом, марганцеворудные накопления вовсе не обнаруживают исключительного тяготения к «высокозрелым» кварцевым обломочным породам, как это иногда ошибочно утверждают. Неожиданности выявляются и в составе глинистых минералов. В Южно-Украинском бассейне это высокожелезистые монтмориллониты (хотя, казалось бы, здесь должны быть каолиниты), в Чиатурах — также монтмориллониты (в данном случае это естественно), на Мангышлаке — главным образом гидрослюда в ассоциации с хлоритом и монтмориллонитом, что отвечает мезомиктовому типу рудной толщи.

В целом же между марганцевыми рудами и терригенно-минералогическим составом песчано-алеврито-глинистых пород нет каких-либо определенных постоянно повторяющихся соотношений, как это иногда утверждается в литературе (Казаринов и др., 1965).

4. Физико-географические условия нижнеолигоценового рудонакопления

Физико-географические особенности рудонакопляющих заливов и шельфовых участков нижнеолигоценового моря установлены в настоящее время с достаточной отчетливостью и достоверностью, особенно для руд Южной Украины.

Общий список фауны, обнаруженной в марганцевом пласте во всех известных пунктах распространения южноукраинских руд, следующий.

Nucula compta Goldf., *Lucina batalpaschinica* Korob., *Thyasira unicarinata* Nyst., *Tellina praepostera* Koen., *Cardium* cf. *charcovense* Slod., *C. chadumicum* Sel. in litt., *Laevicardium cingulatum* Goldf., *Crassatella* sp. (cf. *pseudotumida* Ben.), *Astarte kickxi* Nyst., *Cardita* (*Veneucardia*) *tuberculata* Münster., *Cardita* (*V.*) *borisphaenica* Nossov., *Myocardiopsis* sp., *Circe edwardsi* Koen., *Cyprina perovalis* Koen., *Isocardia cyprinoides* Sand. var. *quadrata* Koen., *Arca* sp., *Barbatia decussata* Nyst., *Polymesoda convexa* Brongn., *Pitar splendida* Merian, *P. sulcataria* Desh., *Cardiopsis incrassata* (Sow.), *Pectunculus obovatus* Lamk., *Pecten arcuatus* Brocc. var. *manganensis* Slod., *Chlamys composita* Sandb., *Chl. bifida* Münster., *Chl. picta* Goldf., *Chl. permista* Beyr., *Chl. decussata* Münster., *Pseudamussium corneum* Sow., *Modiola micans* Braun., *Thracia arcuata* Koen., *Pholadomya wissi* Phil., *Panope heberti* Bosq., *Aporrhais pescarbonis* Brongn., *Conus* cf. *symmetricus* Desh., *Calyptrea laevigata* Speyer, *C. striatella* Nyst., *Tornatella simulata* Sol., *Pleurotomaria sismondai* Goldf., *Natica* sp., *Terebratula grandis* Blum., *Coeloma vigil* M. Edw., *Balanus* cf. *crenatus* Darv., *Schizaster* sp. (Носовский, 1964, стр. 70).

Кроме моллюсков, в марганцевом пласте и непосредственно подстилающих песках были найдены остатки одиночных кораллов *Eupsammidae* и *Balanophyllia* (?), мшанок, ракообразных *Balanus* sp. и *Coeloma vigil* M. Edw., зубы рыб (*Lamna* sp. и *Odontaspis*) и раковинки 54 видов фораминифер.

Органические остатки в главной своей массе обнаружены в карбонатных рудах Больше-Токмакского месторождения, в меньшей степени они имеются и на всех других рудных площадях. Состав их однозначно свидетельствует о нормальной солености моря и о нормальном газовом режиме его, т. е. о проникновении кислорода до дна и хорошей вентиляции наддонной воды, наконец, о мелководье районов отложения руды.

Значительный интерес представляют находки в рудном пласте раковин *Balanus irehatus* Brug. и десятиногих раков (крабов). Бальянусы наиболее часты в окисных рудах. Вблизи выступов кристаллических пород в нижней части пласта наблюдаются скопления сцементированного бальянусового детрита в виде прослоев известняка. В средней и верхней частях пласта обычные разрозненные минерализованные остатки бальянусов.

Известно, что бальянусы — типичные обитатели прибрежных скал и камней. Современные представители *Balanus irehatus* в большом количестве живут на границе между литоральной и sublиторальной зонами, иногда поднимаясь и на высоту около 1 м над нулем глубин. В местах опресненных, например в Чешской губе, этот вид опускается до глубины 5—60 м, где опреснение сказывается гораздо слабее.

Все эти данные позволяют считать, что нижняя часть рудного пласта, содержащая остатки бальянусов и много грубого кластического материала, образовалась на небольших глубинах (верхняя часть шельфа, возможно, sublиторальная зона) в условиях подвижной среды. Выше лежащие слои руды отлагались в обстановке постепенного углубления бассейна в ходе трансгрессии моря. К моменту формирования самой верхней части рудного пласта глубина моря в центре окисных руд составляла, по В. И. Грязнову, не менее 20 м, так как в ряде мест руды лежат на 15—20 м выше этой центральной точки. В зоне карбонатных руд глубина моря была на 10—20 м, а в районе Больше-Токмакского месторождения на 10—40 м больше, чем в зоне окисных руд (Грязнов и др., 1964). В целом же рудный осадок занимал в заливах современных Западного и Грушевско-Басанского месторождений глубины от немногих метров до 25—40 м, а в Больше-Токмакском месторождении — от немногих метров до 35—60 м.

Берега нижнеолигоценового моря в полосе рудонакопления «имели скалистые участки у выходов кристаллических пород и равнинные ... в областях песчано-глинистых пород и торфяников эоцена. Первый тип берега характерен для отдельных мест Никопольского и северной части Больше-Токмакского месторождений, второй — для остальной части Больше-Токмакского месторождения. Наступая на сушу, море вдавалось к северу по пониженным местам, образуя мелководные заливы. Формирование рудного пласта происходило на очень пологом дне. При этом даже небольшие колебательные движения приводили к значительному перемещению береговой линии» (Грязнов и др., 1964, стр. 273).

Физико-географическая обстановка образования чиатурских руд реконструирована в литературе с меньшей детальностью, но все же общие черты ее достаточно ясны.

В шлифах руды встречается много спикул губок, то хорошей сохранности (опаловых или халцедоновых), то замещенных псиломеланом или пиролюзитом. «Это дает некоторое основание предполагать, — пишут авторы монографии о Чиатурах, — что дно водоема Чиатурского бассейна в районе, прилегающем к Дзирульскому массиву, было покрыто губками.

Наличие чешуй костистых рыб, сохранившихся, правда, среди редких глинистых прослоев, а также зубов акул, замещенных опалом ребер и целых скелетов (до 2—3 м в длину) китообразных, говорит о том, что этот водоем был богат фауной позвоночных. Что касается моллюсков и других представителей животного мира, то, несмотря на тщательные поиски, нигде не удалось найти ракушечного материала сколько-нибудь хорошей сохранности. Если принять во внимание вообще крайнюю скудность известьсодержащих минералов в рудоносных прослоях, то можно думать, что физико-химические условия, в которых происходило образование осадков, не благоприятствовали сохранению несомненно существовавших моллюсков организмов» (Бетехтин, Авалиани и др., 1964, стр. 78).

Хотя по составу органические остатки в Чиатурском месторождении гораздо беднее, чем в южноукраинских рудах, однако их показания отно-

сительно физико-географических условий по существу те же, что и на Южной Украине. Чиатурский бассейн принадлежал к числу нормально соленых. Обилие же донных организмов (губок) свидетельствует, что вода залива была хорошо аэрирована до дна.

«Глубина, на которой происходило отложение руд, судя по характеру кластического материала, остаткам ископаемых и другим признакам, достигала десятков метров. Сохранившаяся в настоящее время часть месторождения в момент отложения руд отстояла от береговой линии, по-видимому, на несколько километров. Протягивалась ли зона оруденения до самой береговой линии, решить нельзя, так как южная часть первоначальной площади размыва во время чокракской трансгрессии.

Образование рудоносной толщи происходило в условиях движения придонных вод в направлении, близком к северному.

Изучение взаимоотношений прослоев во многих местах показывает наличие очень пологой косой слоистости и свидетельствует о том, что первоначально сформировавшиеся осадки подвергались в большинстве случаев легкому перемыву, при котором происходила сортификация их: более крупные и тяжелые составные части (рудные оолиты размерами до 2—8 мм и редкие гальки пород) отделялись от мелкого кластического материала (песчинок размером 0,2—0,3 мм), который переотлагался в виде самостоятельных прослоев и образовывал опаловые породы с примесью тонкозернистого аркозового материала, с вкраплениями рудных оолитов или без них» (Бетехтин, Авалиани и др., 1964, стр. 98).

В рудном горизонте Мангышлакского месторождения также были обнаружены органические остатки. Они представлены позвонками и зубами *Carcharodon* и спикулами кремневых губок. Встречаются обломки раковин устриц, а также раковины мелких гастропод и фораминифер. Наиболее многочисленны остатки омаров и крабов, среди которых Я. А. Бирштейном были определены *Coeloma taurica* var. Mayer и *Cancer* sp. По его мнению, это — теплолюбивые формы морей нормальной солености, живущие на твердом грунте в верхней части сублиторали. Совершенно очевидно также, что площадь моря, где накапливались мангышлакские руды, была хорошо аэрирована. Отметим еще, что песчано-алевритовым осадкам, которым подчинены руды, свойственна слоистость типа ряби на мелководье. Отмечается несколько поверхностей размыва, к которым приурочены мелкие окатанные марганцовые конкреции размерами от 2—3 мм до 1 см.

Итак, все нижнеолигоценовые месторождения юга СССР представляют собой типичные прибрежные мелководные накопления, возникшие в заливах и проливах с нормально соленой и хорошо аэрированной морской водой и лишь редко — и в качестве исключения — частично выходящие на более открытые участки шельфа (Больше-Токмакское месторождение).

5. Тектонические условия формирования нижнеолигоценовых руд

Тектоническая база у всех нижнеолигоценовых месторождений довольно однотипна. Все они возникли на консолидированных площадях платформенного типа, тектонический режим которых в эпоху рудоотложения отличался вялостью, медленным темпом движений, что отражалось в малых мощностях олигоценовых отложений. Так, руды Южно-Украинского бассейна отложились на склоне Украинского массива, где общая мощность отложений олигоцена около 10—12 м, а рудного горизонта — 2—5 м. Мангышлакское месторождение возникло на эпигерцинской платформе; мощность куюлусской свиты 20 м, рудного горизонта 3—8 м. Чиатурские руды формировались на стабильной Грузинской глыбе; мощность хадумских слоев здесь до 20—25 м, а рудного горизонта — в среднем 4,2 м.

Формируясь в общем на фоне вялого и весьма вялого тектонического режима, разные месторождения все же были связаны с разными по направ-

ленности (или по знаку) движениями земной коры. Так, в Южно-Украинском бассейне рудный горизонт, как уже указывалось, лежит на подстилающих породах трансгрессивно; в основании его располагается небольшой (1—3 м) базальный слой песков и алевритов, залегающих с размывом на породах эоценового возраста; местами руда лежит на продуктах выветривания докембрийских пород или непосредственно на кристаллических породах. Первые порции соединенный марганца обособились в песке в виде отдельных гнезд. Затем песчаный осадок сменился алеврито-глинистым, а еще выше — глинистым; одновременно содержание в породе марганца увеличилось и стал формироваться собственно рудный горизонт. Таким образом, марганцевые руды Никополя возникли на фоне ясно выраженной локальной трансгрессии, сопровождавшейся также некоторым углублением бассейна.

Сходная картина наблюдается и в Чиатурском месторождении. Под рудным горизонтом здесь располагается толща песков, залегающих на размытой поверхности верхнемеловых известняков. На западе подрудные отложения маломощны (менее 1 м) и грубозернисты, с удалением же на восток мощность их увеличивается, достигая 30 м. На подрудных песках согласно залегают рудоносный горизонт, в котором снизу вверх, как мы видели, происходит утоньшение зерна вмещающей породы. На отдельных нагорьях Чиатурского месторождения детальными исследованиями удалось установить две отличающиеся друг от друга по строению и составу пачки марганценозных осадков: нижнюю, содержащую главную массу промышленных типов руд, и верхнюю, более бедную промышленными рудами. Разделяющим прослоем между ними служит тонкий (толщиной до 1—2 см, иногда до 5 см) прослой желто-бурого или красно-бурого цвета, представленный главным образом гидроокислами железа: гетитом, местами гидрогематитом, а в глубине нагорий — железистыми хлоритами и глауконитом. Он отчетливо устанавливается почти по всему месторождению и выделяется тем, что железистые отложения в марганценозных осадках являются редкостью.

По мере перемещения на северо-восток, в более удаленные от берега участки моря, в обеих пачках рудоносных слоев наблюдается последовательная смена окисных руд, развитых по юго-западной окраине месторождения, карбонатными. Но в верхней части эта смена происходит на более коротком расстоянии. Прослой окисных руд в этой пачке устанавливаются лишь на отдельных участках Ргани и Перевиси, причем они представлены в основном манганитовыми рудами или их окисленными разновидностями («черной белтой»). Наряду с ними, впрочем, встречаются и прослой, содержащие желваковые карбонатные руды или их окисленные разновидности. На более восточных нагорьях (Зеда-Ргани, особенно Мгвимеви, Дарквети, Итхвиси и др.) верхняя пачка рудоносных прослоев представлена исключительно карбонатными рудами, лежащими в основном на нижней пачке первично-окисных руд. Вся картина такова, как будто в верхней пачке произошло смещение всех минералогических зон месторождения в направлении на юго-восток, к берегу, вызванное расширением бассейна.

Иначе обстоит дело в Мангышлакском месторождении. Большая изменчивость фаций и мощностей в марганценозных отложениях куюлусской свиты и большая их мелководность по сравнению с подстилающими породами обусловлены значительно большей структурной дифференциацией этого региона в куюлусское время и восходящими движениями его, в частности поднятиями в области Беке-Башкудукской и Каратауской антиклинальных зон. Это означает, что Мангышлакское месторождение должно быть отнесено к группе регрессивных, а не трансгрессивных.

Итак, среди изученных нижнеолигоценовых месторождений два — Никопольское и Чиатурское — относятся к отчетливо выраженному трансгрессивному типу и одно — Мангышлакское — к регрессивному. Нельзя

не отметить, что на фоне трансгрессии возникли огромные по массе марганца месторождения, совокупные первичные (до размыва) запасы которых достигали величин порядка $n \times 10^9$ т; на фоне же регрессии — месторождения скромные, с совокупной первичной массой порядка 100×10^6 т.

Выделяя эти две историко-геологические группы нижнеолигоценовых месторождений, следует не забывать, что весь олигоцен в целом был временем отчетливо выраженных общих поднятий и регрессии. С этой точки зрения, Мангышлакское месторождение совпадало по историко-геологическому типу с общим характером тектонических движений и палеогеографических изменений нижнеолигоценового времени. Историко-геологический же тип Южно-Украинского бассейна и Чиатурского месторождения находится в противоречии с общим характером нижнеолигоценовых движений и представляет собой, так сказать, локальную аномалию. На этих двух небольших территориях регрессия конца эоцена сменилась ограниченной по площади трансгрессией. И именно во время этой локальной трансгрессии произошла гигантская вспышка марганцевородного процесса и сформировались самые крупные в послеальгонкской истории рудные накопления марганца.

IV. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КОНЦА ОЛИГОЦЕНОВОГО — НАЧАЛА МИОЦЕНОВОГО ВРЕМЕНИ. ОСОБЕННОСТИ ФАЦИАЛЬНОГО ТИПА И СОСТАВА ЛАБИНСКИХ РУД

Обратимся теперь к краткому обзору палеогеографии конца олигоцена — начала миоцена, когда сформировалось Лабинское месторождение марганца.

1. Специфика физико-географической обстановки

На фиг. 100 отражена общая палеогеография середины и конца олигоцена — начала миоцена для той же в общем области, какая рассматривалась в предыдущем изложении.

Из сопоставления этой карты с фиг. 82 явствует, что налицо резкое усиление регрессии, обозначившейся еще в нижнем олигоцене. Черноморско-Каспийский бассейн, ранее соединявшийся с Предкарпатским, в этот период потерял эту связь. Огромная область Днепровско-Донецкой впадины освободилась от морского покрова и стала накапливать маломощные континентальные осадки, среди которых кое-где встречаются незначительные предположительно морские прослои. Область морского режима ограничивалась лишь Причерноморской впадиной, Предкавказьем с прилежащими участками Русской платформы и Уральских герцинид, а также Закавказьем.

Осадки моря достаточно монотонны и слагают майкопскую серию. В ней различаются разрезы двух типов. В первом типе, развитом вдоль широкой северной прибрежной полосы, а также вдоль узкой зоны, прилегающей к Кавказу, разрезы сложены глинами, переслоенными песками и алевролитами. Разрезы второго типа, занимающие внутреннюю часть бассейна между двумя прибрежными лентами, образованы темными бескарбонатными тонкодисперсными глинами, богатыми органическим веществом, с остатками чешуй рыб (*Meletta*). Среди глин встречается множество сидеритоплезитовых и сидеритовых конкреций, а местами костная брекчия из костей рыб, обильно пропитанная сульфидами железа. Того же типа глины развиты в Закаспии, к северу и югу от Мангышлакских островов.

Мощности отложений в прибрежных зонах варьируют от немногих десятков до 200—250 м, в центральной полосе от многих сотен до 1000 м и более, причем наибольшие величины приближены к Кавказу. Намечаются два особенно сильно прогибавшихся участка. Один из них — Крымско-

Кубанский — располагался в восточной части степного Крыма, южной трети Азовского моря и в низовьях Кубани западнее г. Краснодара. Второй занимал восточную часть Предкавказья, территорию западнее и южнее Ставропольского плато, современную Средне-Каспийскую впадину и западную часть Закаспия между современным Кара-Богаз-Голом и Мангышлаком. Между указанными интенсивно прогибавшимися депрессиями располагалось более стабильное Ставропольское плато (свод) с отложениями мощностью 250—320 м.

Область Закавказья, как и в нижнеолигоценое время, представляла собой типичное островное море со многими островами и сложной системой проливов и заливов, в которых накапливались песчано-глинистые осадки, сходные с майкопской серией. Чисто терригенный (безызвестковый) состав отложений, господствовавший повсеместно, а также большие их мощности свидетельствуют, что регрессия середины и конца олигоценового времени сопровождалась расчлененностью рельефа и значительной денудацией водосборных площадей.

Одновременно с палеогеографическими переменами в средне- и поздне-майкопское время изменялся и климат.

Б. П. Жижченко (1958) и Л. А. Козьяр (1959) предполагают, что после хадума климат становился все более умеренным. С этим как будто бы согласуется прекращение, вплоть до середины миоцена, карбонатакопления в бассейне. Изменения климата устанавливаются и по снижению содержания субтропических форм во флористических комплексах, по широкому распространению широколиственных умеренных форм и хвойных. Максимум умеренных листопадных форм и разнообразия видов зарегистрирован в конце среднего майкопа. Допускается, что непосредственно перед марганценакоплением и во время формирования руд климат наиболее уклонялся от субтропического.

А. Н. Гладкова (1953), И. М. Покровская (1952) и В. А. Гроссгейм (1960) иначе трактуют изменения флористических комплексов на протяжении олигоцена — нижнего миоцена. Они считают, что климат все время был более или менее субтропическим. Массовое же появление умеренно широколиственных форм в среднем майкопе, смешанный характер флоры (сочетание субтропических и тропических форм с умеренными) возникли в результате подъема Кавказского острова, возникновения горного рельефа и соответственно развития вертикальной зональности растительных сообществ. Изменение флоры отражает изменение рельефа острова.

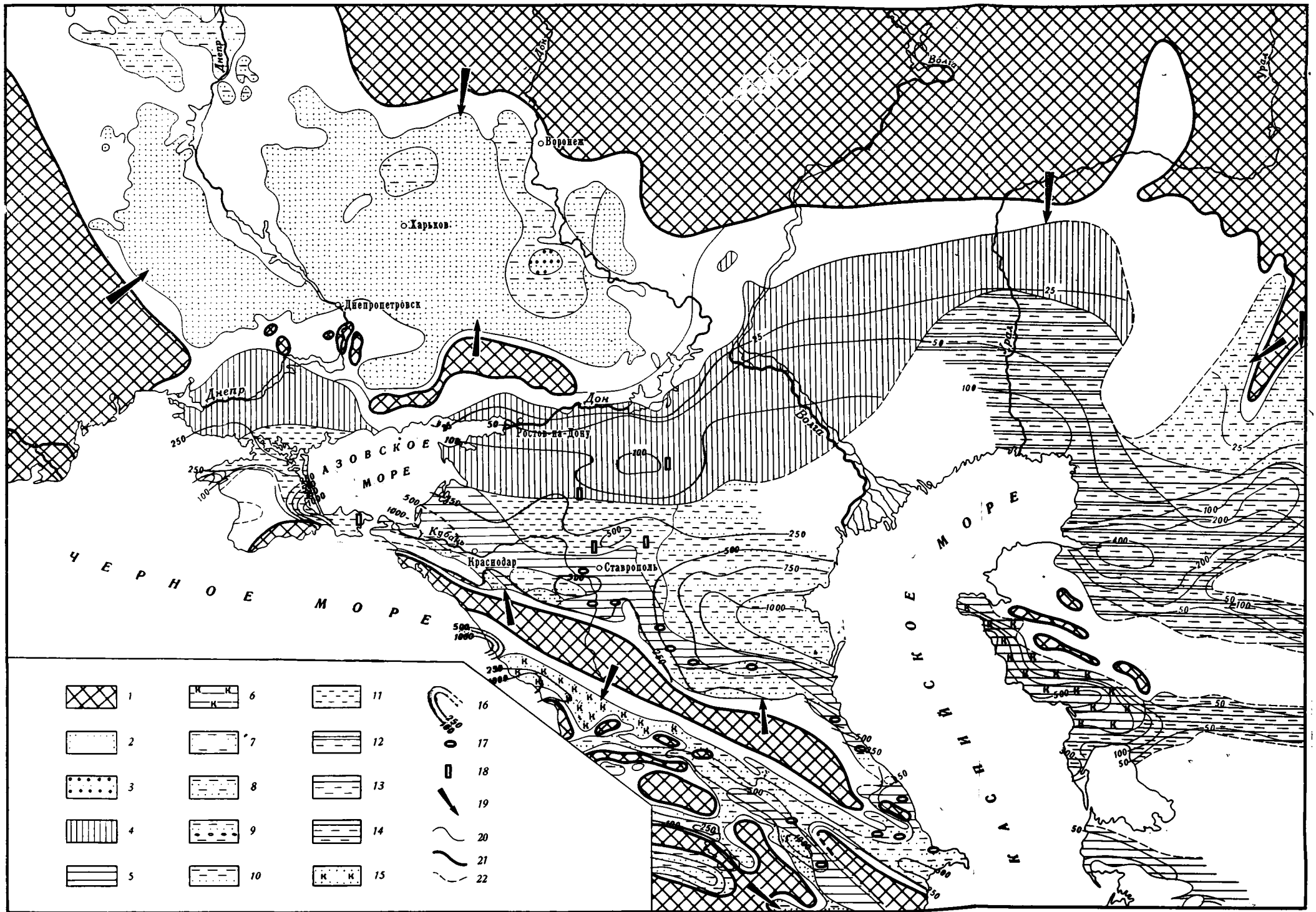
Нужно сказать, что вывод об изменении рельефа Кавказского острова от плоского низменного к гористому вытекает и из строения майкопской серии вблизи северного склона Кавказского острова.

Как бы ни трактовались изменения флористических остатков в майкопской серии, ясно одно, что климат конца олигоцена был гораздо дальше от тропического, чем в эоценовое время. И то сочетание поднятий с более прохладным климатом, какое было характерно для нижнего олигоцена с его колоссальным рудонакоплением, сохранилось и в верхнем олигоцене — нижнем миоцене, когда формировались лабинские руды.

2. Отложения и фации времени рудонакопления

Мысль о том, что лабинские руды связаны с дельтовыми отложениями, уже была высказана С. И. Куликовым (1956). Но высказывание это имело общий характер, не сопровождалось какой-либо аргументацией, а внутри дельтового комплекса не было выделено фациальных зон. Задачей нашей работы, выполненной в данном случае В. В. Калининко, была проверка идеи С. И. Куликова и, если она верна, детализация дельтовой серии.

Длительные полевые наблюдения показали, что Лабинское месторождение действительно подчинено дельтовым отложениям, причем внутри

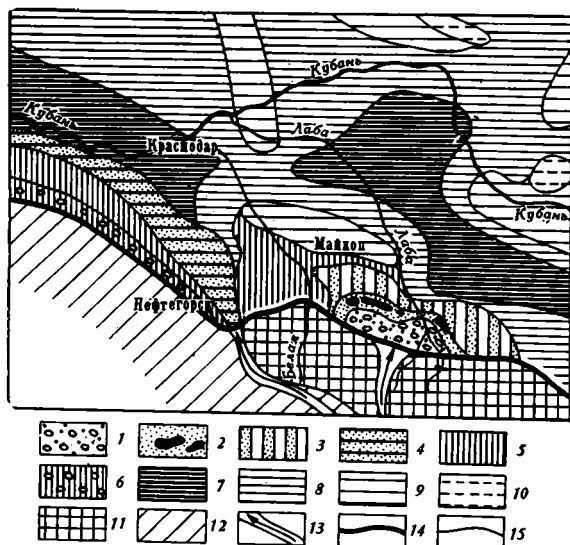


Фиг. 100. Палеогеография конца олигоцена — начала миоцена (по Атласу литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, 1961)

1 — области размывов; 2 — пески (песчаники) мелко- и среднезернистые; 3 — пески грубозернистые с гравием, с прослоями песков мелко- и среднезернистых; 4 — глины алевролитовые; 5 — глины; 6 — глины карбонатные; 7 — пески с прослоями алевроитов; 8 — чередование алевроитов и песков; 9 — чередование алевроитов (преобладают), песков (мелко- и среднезернистых) и гравелитов; 10 — алевроит с прослоями песков; 11 — алевроиты; 12 — глины с прослоями алевроитов; 13 — чередование глин и алевроитов (преобладание последних); 14 — переслаивание глин и алевроитов; 15 — песчаники карбонатные; 16 — линии равных мощностей; 17 — известково-доломитовые конкреции; 18 — конкреции сидерита и анкерита; 19 — главное направление сноса обломочного материала; 20 — границы литологических комплексов; 21 — границы областей размыва; 22 — границы выклинивания или размыва литологических комплексов

Гранулометрические анализы (в %) марганцесных отложений Лабинского месторождения и отложений их замещающих

№ п/п	Фашия		Свита и ее части		Породы, слагающие разрез	Фракция, мм								Число анализов
						песчаная				алеуритовая		пелитовая		
						>1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	<0,001	
1	Береговая зона: сопряжение надводной и подводной частей дельты		Песчаная свита по р. Лабе	Средняя часть разреза свиты: толща какаджинских песчаников	Песчанники гравийные	7,03	13,32	47,48	25,93	2,86	0,65	3,05	3	
2					Песчанники	Нет	0,66	21,24	74,45	1,01	0,04	2,61	1	
3					Алеуролиты	Нет	Нет	Нет	0,22	90,31	3,67	5,80	1	
4	Подводная часть дельты	Верхняя подводная площадка дельты	Песчаная свита между реками Фарс и Ходзь (марганцесная толща)	Средняя часть разреза свиты: рудный горизонт	Пески гравийные	11,78	6,69	10,11	52,51	5,25	1,59	11,91	10	
5					Пески тонкозернистые	0,24	0,67	1,99	69,76	8,91	2,39	14,01	17	
6					Алеуриты	0,06	0,07	0,26	1,54	34,33	23,2	38,93	21	
7		Склон дельты «свал глубин»		Подрудная часть марганцесной толщи	Пески не сортированные, алеурито-глинистые	0,03	0,10	0,40	38,43	33,26	4,20	21,82	12	
8	Алеуриты		Нет		Нет	0,11	2,08	28,57	27,26	28,73	11,92	20		
9	Авандельта		Песчаная свита по периферии марганцесной толщи	Тонкое переслаивание алеуритов и глин	0,04	0,01	0,01	2,52	37,95	24,56	25,03	8,84	8	
10					Глины	Нет	Нет	Нет	0,05	27,03	49,61	21,71	8	
11	Морских заливов или прибрежных глин		Восковогорская свита рек Белая и Курджипс	Глины неизвестковые	Нет	Нет	0,02	1,05	7,80	7,91	21,27	58,23	7	
12	Пелагических глин		Ольгинская и караджалгинская свиты района рек Уруп и Кубань	Глины неизвестковые	Нет	Нет			6,57	11,81	46,17	35,37	9	
13	Выносы реки в глубоководную впадину		Горизонты Нефтянских колодцев и мощных песков и глин района г. Нефтегорска	Пески тонкозернистые	0,03	0,50	1,08	83,90	12,7	0,40	23,9	1		
14				Глины алеуритовые	0,48	0,64	0,30	3,46	11,11	18,05	19,70	45,25	3	



Фиг. 101. Палеогеография участка накопления лабинских руд (составил В. В. Калининко)

1 — надводная часть дельты — песчаники, конгломераты; 2 — подводная часть дельты — пески, алевроиты, марганцовые руды; 3 — авандельта — тонкое переслаивание алевроитов и глины; 4 — выносы реки в глубоководную впадину и зона разноса материала морским течением — пески, алевроиты, глины; 5 — фация прибрежных глин — глины неизвестковистые; 6 — подводные оползни — глины и глыбовые конгломераты; 7 — отложения глубоководных впадин и пелагической зоны — глины неизвестковистые; 8 — отложения области умеренных глубин пелагической зоны — глины неизвестковистые; 9 — отложения мелководных участков пелагической зоны — глины алевроитовые и тонкие глины; 10 — отложения мелководных участков (отмелей) пелагической зоны — глины алевроитовые; 11 — Кавказский остров — приподнятые платформенные структуры; 12 — Кавказский остров — приподнятые геосинклинальные структуры; 13 — палеореки; 14 — береговая линия (коренной берег); 15 — границы литолого-фациальных комплексов

тистые, алевроиты, пески; 11 — Кавказский остров — приподнятые платформенные структуры; 12 — Кавказский остров — приподнятые геосинклинальные структуры; 13 — палеореки; 14 — береговая линия (коренной берег); 15 — границы литолого-фациальных комплексов

последних удалось выделить три зоны, последовательно сменяющие друг друга от берега в море (в северном, восточном и западном направлениях): 1) надводную часть дельты, точнее, береговую область сопряжения надводной и подводной ее частей; 2) подводную ее часть; 3) авандельту (фиг. 101).

Надводные дельтовые отложения сложены песками и песчаниками среднезернистыми и тонкозернистыми, часто с гравием, и алевроитами (табл. 87, № 1, 2, 3); встречаются гравелиты и конгломераты. В породах много растительных остатков. Здесь сочетаются отложения руслового типа — наиболее грубые, косослоистые — с отложениями мелководной морской и пляжевой зон. Последние представлены алевроитами или тонкими песками с чрезвычайно высокой сортировкой, волнистой слоистостью. Алевроиты собраны в крупные пачки, полого срезающие друг друга. Характерна интенсивная цементация песков диагенетическим доломитом.

Подводные дельтовые отложения представлены осадками склона дельты, т. е. ее наиболее выдвинутого в море края, и верхней подводной площадки дельты, сформировавшейся на отложениях склона.

Отложения склона — это однообразные неслоистые или неяснослоистые глинисто-алевритовые пески. Они плохо сортированы (табл. 87, № 7); во многих случаях название «пески» применено к породам условно, так как алевроитовых и пелитовых фракций, взятых порознь, столько же, сколько песчаных. Много растительного детрита. Встречались остатки морских рыб (акул), кости млекопитающих (Гроссгейм, 1960), спикулы губок, фораминиферы. Этими породами образована подрудная часть марганценовой толщи мощностью до 110 м.

Мощная однообразная толща таких отложений формировалась при массовом сгружении выносимого рекой терригенного материала на довольно крутом склоне берега на борту тектонической ванны, там, где быстро увеличивалась глубина. В этой зоне быстро падала живая сила транспортирующих потоков и была резко ослаблена сортирующая деятельность волнений. Такие условия и такой тип отложений характерны для зоны «свала глубин», свойственной дельтам у приглубого берега (Самойлов, 1952).

Марганцепроявлений в подрудной толще не наблюдается.

Поверх отложений склона дельты развивался другой характерный морфологический элемент дельтового ландшафта: верхняя подводная площадка. Ее отложения представлены тонкими, хорошо сортированными гравийными песками (см. табл. 87), встречаются гравелиты и галечники. Широко распространены слоистые текстуры (мелководные морские, дельтовые) и многочисленны мелкие внутриформационные перемывы осадка. Пески по мере продвижения от берега к морю переслаиваются с алевритами, затем нацело замещаются ими. Пески и алевриты слагают линзовидные невыдержанные пласты мощностью 0,5—2 м. Для этой части разреза, в отличие от ниже- и вышележащих, наблюдается значительная литологическая неоднородность: частая перемежаемость слоев разного петрографического типа.

Важнейшей особенностью рассматриваемых отложений является присутствие в них карбонатных марганцевых руд. Это — рудный горизонт марганценосной толщи Лабинского месторождения. Мощность его 10—40 м.

Во вмещающих песках и алевритах рудного горизонта часто встречаются крупные остатки наземных растений, остатки морских рыб, донные фораминиферы — смесь наземных и морских органических форм.

По всем признакам, пески рудного горизонта накапливались вблизи берега на весьма мелководном участке моря, в устье реки. Для области их отложения характерны высокая гидродинамика и разнообразие движений воды, что порождало хорошую сортировку осадка, наличие грубых фракций, различные типы слоистости и перемыва и вместе с тем большую неустойчивость условий осадконакопления, в результате чего возникло частое чередование петрографических разностей, невыдержанность, линзовидность слоев.

Отложения верхней подводной площадки (рудный горизонт) тесно связаны с подстилающими песками склона дельты (подрудная часть разреза): переход между ними незаметный. Пески рудного горизонта в значительной мере возникли за счет длительного перемыва несортированных отложений склона. Вместе с тем различия между рудным горизонтом и подстилающей толщей очень заметны: у последних не наблюдается слоистости, отсутствует сортировка, не характерны карбонатные стяжения.

Отложения рудного горизонта по латерали являются непосредственным продолжением под воду береговых (надводных) отложений дельты. Хотя они принадлежат к разным (соседним) фациям, но литологическое сходство у них велико, что видно по набору гранулометрических разностей (см. табл. 87).

На дальнем от берега конце подводной площадки (рудного горизонта), в зоне нарастания глубин, формировались несортированные и часто неслоистые алевриты, чрезвычайно похожие на отложения склона дельты и по существу принадлежащие к ним. Алевриты рудного горизонта отличаются присутствием железисто-марганцевых рудных карбонатов и аномальным увеличением содержаний рассеянного марганца.

Авандельтовые отложения¹ представляют собой перемежаемость алевритов, глин (см. табл. 87), иногда песков. Во многих случаях наблюдается тончайшее правильное ритмичное (флишеподобное) чередование этих разностей.

Породам свойственна мелкая неправильная волнистая слоистость. Встречаются остатки рыб, спикулы губок, фораминиферы, растительный детрит.

Авандельтовые отложения по латерали замещают подводные дельтовые отложения (марганценосную толщу). В зоне сопряжения песков дельты

¹ Термин «авандельта» употребляется в том смысле, какой придавали ему Баррел (Barrell, 1912), Твенхофел (1936), Формозова (1963), т. е. это зона морских отложений на периферии подводной части дельты, где влияние речного выноса на морскую седиментацию еще очень значительно.

и тонкопереслаивающихся отложений авандельты широко развиты линзообразные конкреции сидерита.

Минералогические отложения дельтовых фаций чрезвычайно однообразны. Обломочная часть на 80—90% представлена слабо окатанными и угловатыми зернами кварца, имеется примесь обломков кремнистых пород, слюд и совсем немного полевых шпатов. Породы, следовательно, олигомиктовые. В тяжелой фракции резко преобладают минералы титана и циркония, заметную роль играют гранаты, наименее распространены минералы группы эпидота — ставролита (табл. 88). Для марганценовой толщи характерна ассоциация самых устойчивых минералов тяжелой фракции, что хорошо согласуется с обилием кварца в легкой фракции. Такой состав минералов тяжелой фракции устойчиво сохраняется по разрезу марганценовой толщи.

Таблица 88

Минералы тяжелой фракции песков марганценовой
толщи Лабинского месторождения
(подрудные пески и пески рудного горизонта) *

Минерал	Содержание, %	Минерал	Содержание, %
Ильменит	30	Гранат	13
Лейкоксен	20	Турмалин	7
Сфен	4	Апатит	3
Рутил и анатаз	2	Эпидот	5
Циркон	10	Ставролит	4
		Дистен	2

* Определение минералов тяжелой фракции в 30 образцах выполнено по нашей просьбе В. В. Еремеевым (ГИН АН СССР).

Отложения трех рассмотренных фаций дельтовой обстановки имеют различное распространение. Отложения надводной части дельты сохранились на небольшой площади за южной окраиной месторождения и главным образом к востоку от него у станицы Каладжинской (слияние рек Большой и Малой Лабы). Окаймляющая их с севера полоса отложений подводной части дельты вмещает Лабинское марганцовое месторождение и его восточное продолжение на р. Чамлык (правобережье р. Лабы). Ширина полосы подводно-дельтовых марганценовых отложений (с юга на север) 3—5 км, полная их протяженность с запада на восток до 55 км (см. фиг. 101). Их окаймляет обширный неправильный ареал авандельтовых отложений. Они доходят на севере до г. Майкопа, на западе — до станицы Тульской, а на востоке занимают междуречье Чамлыка и Урупа.

За авандельтовыми отложениями следуют безызвестковые однообразные, весьма тонкие прибрежно-морские глины (см. табл. 87, № 11), распространенные западнее района месторождения (см. фиг. 101), главным образом в пределах морского залива Лагонахской системы рек Курджипс — Белая. Такие глины прослеживаются и на склоне Кавказского острова, там, где он круто обрывается в глубоководную Западно-Кубанскую впадину (Крымско-Кубанский прогиб).

Севернее простирается обширная область однообразных безызвестковых типичных морских майкопских глин (см. табл. 87, № 12, фиг. 101) с остатками рыб. Это относительно глубоководные отложения. На приподнятых участках дна (отмелях), главным образом на Ставропольском плато, глины зачастую алевроитовые, с тонкими частыми присыпками алевроито-сланцевого материала по наслоению; в северной части Ставропольского свода и у Манычей на поднятиях дна распространены алевроиты и глины (см. фиг. 101).

В районе отмелей и западн дна Ставропольского свода глины содержат повышенное количество сидеритовых конкреций (Пряхина, 1958а, б). В морских глинах низов ольгинской свиты — стратиграфических эквивалентах рудного горизонта — наблюдаются необычные по составу высокомарганцовистые сидериты (Калиненко, 1964).

Отложения, сходные с рассмотренными выше дельтовыми и также являющиеся выносами реки в море, наблюдаются непосредственно к западу от площади марганцового месторождения. Они в виде длинного и узкого рукава протягиваются среди морских глин от района г. Нефтегорска на запад-северо-запад по осевой части Западно-Кубанской впадины (см. фиг. 101). Отложения представлены сложным неупорядоченным чередованием пачек песков, алевритов и глин (табл. 87, № 13, 14). Такой закономерной смены фаций, как в районе месторождения, здесь нет. Вместо марганцового оруденения наблюдается цементация песков железистым карбонатом или кальцитом, а среди глин — караваеобразные известковые конкреции.

Сложная по конфигурации прибрежная зона Кавказского острова, как можно видеть на фиг. 101, в фациальном отношении была чрезвычайно пестрой.

Важной особенностью палеогеографии в момент формирования марганцовых руд нужно считать наличие речной системы на Кавказском острове. На изученном участке намечаются две палеореки. Одна протекала юго-западнее Адыгейского блока, на котором локализовалось месторождение, и впадала в депрессию Западно-Кубанского прогиба. Ее песчано-глинисто-алевритовые отложения не содержат марганца. Вторая палеорека дренировала высокую часть Адыгейского блока (район Передового хребта) и стекала на север, в одну из ванн прогнутой части блока; в ее устье сформировалась довольно значительная дельта, ставшая вмещателем марганцового месторождения.

3. Геохимические черты верхнеолигоценно-нижнемиоценовых пород и лабинских марганцовых руд

Остановимся вкратце на общих геохимических особенностях верхнеолигоценно-нижнемиоценовых отложений и лабинских руд.

Из табл. 89 следует, что распределение элементов по типам пород относится к хорошо выраженному упорядоченному типу и аналогично тому, что наблюдается в нижнеолигоценных породах Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин и всего Предкавказско-Мангышлакского участка. Кроме того, для марганца и железа были составлены карты распределения на ограниченном участке бассейна, примыкающем к Лабинскому месторождению (Калиненко, 1964). Эти карты показали, что не только содержания обоих элементов в породах, синхроничных марганцеворудному горизонту, находятся на кларковом уровне, но и их распределение на площади имеет обычный характер, типичный для кларковой седиментации. Таким образом, и в верхнеолигоценное время возникновение на одном ограниченном участке морского бассейна высоких накоплений марганца никак не отразилось на его содержании и распределении на площади вне месторождения. Строго локальная высокая концентрация рудного компонента и в это время происходила на фоне обычного кларкового геохимического процесса.

В нижней части табл. 89 показаны содержания марганца и других элементов в лабинских рудах по образцам, собранным В. В. Калиненко, причем отдельно даны концентрации в родохрозитовых и олигонитовых рудах, а кроме того, средневзвешенные содержания марганца по разведочным данным. Во всех случаях марганец обнаруживает резко выраженное концентрирование в рудах по сравнению с вмещающими породами, т. е. повторяется то же самое, что наблюдалось в нижнеолигоценных рудах. Поведение

Содержание элементов в породах марганцесной толщи, в отложениях, фацциально ее замещающих, и в карбонатных марганцевых рудах Лабинского месторождения

Фацциальный тип	Толща, свита, район	Порода	Число анализов	Mn	Fe	P	C _{орг}	CO ₂	V	Cr	Ni	Co	Cu
				%					10 ⁻⁴ %				
Дельтовые отложения — переход от надводной к подводной части дельты (береговая фацция)	Каладжинские пясчаники (песчаная свита на правом берегу р. Лабь)	Песчаники гравийные	$\frac{7}{6}$ *	0,017	0,57	0,038	0,17	5,14	5	6	Нет	Нет	4
Дельтовые отложения (подводная часть дельты)	Марганцесная толща Лабинского месторождения (песчаная свита в междуречье Ходзи и Фарса)	Пески рудного горизонта	$\frac{32}{17}$	0,042	1,41	0,037	0,21	0,08	27	19	20	9	12
		Пески глинисто-алевритовые, подрудные	$\frac{21}{6}$	0,022	1,83	0,040	0,30	0,09	50	45	8	8	9
		Алевриты надрудные и частично (для микроэлементов) рудного горизонта	$\frac{47}{17}$	0,032	3,03	0,052	0,59	0,35	97	66	27	16	25
Авандельтовые отложения (прибрежно-морские, обрамляющие дельту)	Глинисто-алевритовая толща, замещающая песчаную свиту в междуречье Фарса и Белой	Тонкое переслаивание алевритов и алевритистых глин	$\frac{33}{18}$	0,052	3,81	0,055	0,89	0,59	154	97	44	20	47

Таблица 89 (продолжение)

Фациальный тип	Толща, свита, район	Порода	Число анализов	Mn	Fe	P	Сорг	CO ₂	V	Cr	Ni	Co	Cu
				%					10 ⁻⁴ %				
Морские прибрежные глинистые отложения	Глины воскогорской свиты в районе р. Белой	Глины некарбонатные	14/9	0,045	5,20	0,070	1,49	0,31	187	107	58	25	92
Пелагические отложения	Глины караджалгинской и ольгинской свит (реки Уруп и Кубань)	Глины некарбонатные	95/52	0,054	5,52	0,067	1,41	0,46	185	126	65	23	77
Марганцовые карбонатные руды (по образцам, собранным В. В. Калининко)		Са-родохрозитовые руды среди песков	25	24,95	2,75	—	—	—	37	19	151	13	22
		Олигонитовые руды среди алевроитов	9	8,22	7,49	—	—	—	61	48	51	9	16
		Средневзвешенное содержание Mn по месторождению **	52	7,75	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сидеритовые конкреции из майкопской толщи (по Ю. А. Пряхиной, 1958а, б)			31	0,77	28,58	0,86	—	—	45	20	19	2	20

* В числителе — число проб, в которых определялись Mn и Fe; в знаменателе — число проб, в которых определялись микроэлементы.

** По собственным образцам и анализам разведочной партии.

железа иное. Хотя содержание его в рудах и невелико (2,75%), все же оно здесь несколько больше, чем во вмещающих породах. В этом специфика Лабинского месторождения по сравнению с нижнеолигоценовыми. В нем накапливаются оба главных рудообразующих элемента, тогда как в нижнеолигоценовых рудах концентрируется лишь марганец. В чем причина такого различия, будет показано ниже, пока же мы лишь констатируем его.

В родохрозитовых рудах только хром не показывает накопления, содержание же всех остальных микроэлементов относительно вмещающих пород отчетливо повышается. В олигонитовых рудах число накапливающихся элементов сокращается до трех (Mn, Fe, Ni), в сидеритовых же конкрециях, подчиненных глинистым породам открытой части моря и формировавшихся вдали от марганцевого месторождения, — до двух: (Mn и Fe). Все эти закономерности отчетливо проступают при расчете коэффициентов концентрирования (табл. 90).

Таблица 90

Коэффициенты концентрирования элементов в лабинских марганцевых рудах и в сидеритовых стяжениях из морских глин вне месторождения

Тип руды	Коэффициенты концентрирования элементов						
	Mn	Ni	Fe	Cu	Co	V	Cr
Карбонатные собственно марганцевые	608,5	4,29	2,90	2,00	1,86	1,27	0,79
Карбонатные железисто-марганцевые	Mn	Fe	Ni	Cr	Cu	V	Co
	299,7	2,94	1,50	0,90	0,89	0,87	0,64
Сидеритовые конкреции из майкопской серии Северного Кавказа (по Ю. А. Пряжиной, 1958а, б)	Mn	Fe	Cu	V	Ni	Cr	Co
	12,0	5,18	0,35	0,25	0,25	0,20	0,15

4. Тектоническая позиция Лабинского месторождения и место марганцевых руд в истории развития региона

Лабинское марганцевое месторождение располагается на жестком Адыгейском блоке, входившем в состав крупной эпигерцинской платформенной структуры.

Адыгейский блок имел сложную конфигурацию поверхности. Его южный край, примыкавший к растущей Кавказской геоантиклинали, был высоко приподнят, слагая зону Передового хребта. Относительно приподнят был и северный край блока (Калининско-Ярославская структура). Срединная часть представляла собой продольную (широтную) желобообразную депрессию.

Во время формирования месторождения южная высоко стоявшая область Адыгейского блока вместе с другими площадями образовывала Кавказский остров. Отсюда продукты выветривания метаморфических и интрузивных пород сносились в прогнутую срединную часть блока, занятую морем. От остальной акватории бассейна ванна отгораживалась поднятием северного края блока, которое выглядело скорее всего как длинная и узкая отмель или остров (см. фиг. 101). Борта тектонической ванны, распо-

женной в средней части Адыгейского блока, были, видимо, крутыми, и, судя по мощности майкопской серии, превышающей 800 м, прогибание ванны и поступление в нее терригенного материала шли достаточно интенсивно. По южному борту ванны как раз и формировалась марганценовая толща Лабинского месторождения, причем дельтовые отложения имеют явные признаки накопления у приглубого берега.

Майкопская серия в целом в районе месторождения имеет отчетливо выраженные регрессивную и трансгрессивную части.

Регрессивная часть охватывает известковые глины и мергели хадума, не известковые глины баталпашинской свиты, флишеподобные алевроглинистые накопления зеленчукской свиты, подрудные песчаные дельтовые отложения марганценовой толщи и, наконец, рудный горизонт. Последний представляет собой завершение длительной регрессивной фазы и переход к сравнительно кратковременной фазе трансгрессивной. Уже в верхах горизонта по уменьшению зернистости отложений и многим другим признакам видны черты надвигающейся трансгрессии. По-настоящему же трансгрессия развивалась непосредственно после накопления рудного горизонта. Трансгрессивная часть состоит из дельтовых надрудных отложений марганценовой толщи, морских некарбонатных глин верхней глинистой (ритцевской) свиты, венчающих майкопскую серию, наконец из морских известковых глин и мергелей тарханского горизонта, перекрывающего майкопскую серию.

Нетрудно видеть, что историко-геологический тип Лабинского месторождения ближе всего отвечает Мангышлакскому регрессивному типу. В обоих случаях локальная регрессия на площади месторождения совпадает с общей региональной регрессией в Черноморско-Кавказской зоне. Не в этом ли сходстве историко-геологического типа заключается причина малого накопления марганца в Лабинском месторождении? Ибо ведь и по массе марганца Мангышлакское месторождение весьма сильно уступает нижнеолигоценым рудам, возникшим на базе трансгрессии.

У. О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИФИКЕ ЭПОХИ ОЛИГОЦЕНОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Подводя итог общей характеристике олигоценового рудообразования, подчеркнем три существенных обстоятельства.

1. Любое олигоценовое месторождение оказывается строго локальным образованием внутри породившего его бассейна. За пределами сравнительно узкой переходной зоны содержание и характер распределения марганца в осадках оказываются кларковыми.

2. Все рудные накопления марганца локализируются на небольшом числе участков прибрежной зоны, где фоновые (кларковые) содержания марганца особенно низки.

В пелагической части бассейна среди глин, особенно глубоководных впадин, иногда встречаются содержания Mn, слегка превышающие кларковые (как, например, 0,1—0,20, редко выше). Они обязаны здесь тому ходу осадочной дифференциации поступившего в бассейн вещества, который был рассмотрен на современных водоемах (часть первая, глава III) и который по своему механизму не имеет никакой связи и ничего общего с собственно рудным процессом в прибрежной зоне олигоценового моря.

3. Хотя одновременно с марганцем в рудах концентрируются еще и другие элементы (Ni, Cu, Co, Mo, Pb, Zn), степень их концентрирования всегда резко меньшая, чем у марганца. Коэффициент концентрации последнего измеряется обычно многими сотнями единиц, тогда как у прочих элементов — единицами. Особенно существенно коренное расхождение в нижнеолигоценовом море судеб Mn и Fe в рудах: интенсивнейшему концентрированию первого противостоит обычно лишь едва выраженное

концентрирование второго, чаще же оно вообще не отмечается. Но такое расхождение судеб Mn и Fe в нижнеолигоценном бассейне свойственно лишь строго локальным участкам рудообразования; вне последних эти элементы ведут себя согласованно, причем железо количественно резко подавляет марганец.

Эти характерные соотношения элементов в рудных и нерудных фациях, впервые выясненные применением сравнительно-геохимического метода, наглядно демонстрируют все своеобразие марганцеворудного процесса в олигоценых морях юга СССР.

Зная эти общие особенности рудонакопления олигоценового времени, мы можем теперь произвести детальный анализ самих месторождений и их генезиса.

Глава II

СОВРЕМЕННАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВЫХ РУД И ЕЕ ГЕНЕЗИС

(начало стадияльного анализа)

1. Постановка вопроса

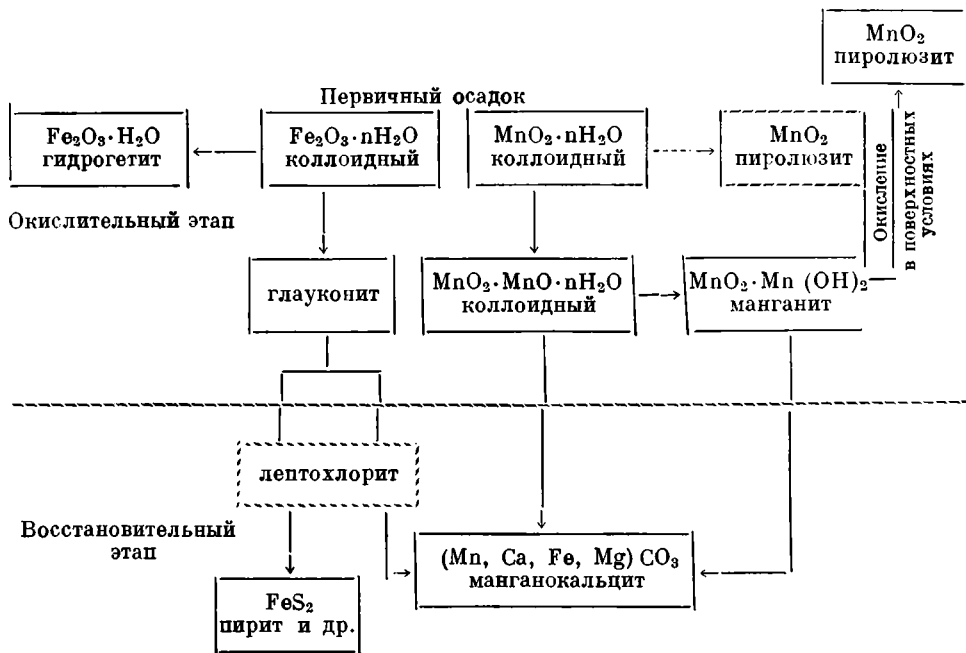
При детальном сопоставлении олигоценовых месторождений юга СССР первое, что бросается в глаза, это — их характерная минералогическая зональность. Она состоит в том, что окисные руды, развитые в зоне ближнего выклинивания, сменяются по мере удаления от береговой линии рудами карбонатными. Впервые такого рода минералогическая зональность была установлена А. Г. Бетехтиным (1936, 1937) на Чиатурском месторождении. Позже она была обнаружена на рудных площадях Южно-Украинского бассейна, на Мангышлаке, Лабе. Генезис зональности в разных месторождениях трактовался неодинаково.

А. Г. Бетехтин (1936, 1937а, б, 1944а, б, 1946, 1964) считал чиатурские руды первично-осадочными. Их минералогическая зональность, по его представлениям, возникла еще на стадии седиментогенеза и отражает кислородный режим придонной части моря на разных его участках. Окисные руды формировались в прибрежной зоне, вода которой богата кислородом до дна. «Образование карбонатных марганцевых руд происходило хотя и в прибрежной зоне, но на больших глубинах, при недостатке кислорода и в условиях разложения оседавшего на дно органического материала с образованием углекислоты и в сопровождении сероводородного брожения, приводившего к образованию редких сульфидов железа. В этих условиях оседавшие гели гидроокисного марганца должны были подвергаться карбонатизации. При этом возникшие карбонаты марганца существенно обогащались кальцием. На больших глубинах, наряду с образованием карбонатов марганца и кальция, происходило и обогащение фосфором, а также серой (сульфиды железа, отчасти образование барита и гипса)» (Бетехтин, 1946, стр. 31).

Минералогическую зональность никопольских руд В. И. Грязнов (1956) толкует иначе. Рассмотрев структурные соотношения минералов в свете идей Н. М. Страхова (1953) о диагенезе, В. И. Грязнов пришел к следующей схеме последовательности минералообразования (табл. 91).

Из схемы явствует, что минералогическая зональность в Никопольских месторождениях возникла по существу в диагенезе, но в некоторой степени она осложнена явлениями гипергенного окисления, создавшими вторичный пиролюзит. «Анализ минералогических особенностей руд, их текстур и характера концентрации важнейших элементов приводит к выводу о решающем значении процессов диагенеза в формировании марганцевых руд морского осадочного происхождения» (Грязнов, 1956, стр. 225). Поэтому он называет никопольские руды седиментационно-диаге-

Схема последовательности минералообразования



нетическими. Но «особенности пиролюзитовых руд свидетельствуют о том, что они образовались путем окисления манганитовых руд» (там же, стр. 218). Та же точка зрения сохранена и в монографии В. И. Грязнова и др. (1964), посвященной Никопольскому месторождению марганца.

Однако минералогическую зональность Больше-Токмакского месторождения В. И. Грязнов и Ю. И. Селин (1959) трактуют существенно по-другому. Здесь окисные руды, развитые по северной и кое-где по восточной периферии, они называют окисленными, а первичными считают только карбонатные руды; иначе говоря, *окисная зона месторождения трактуется полностью в качестве гипергенного образования*. Этот вывод был углублен, расширен и наиболее отчетливо сформулирован Ю. И. Селиным. «Продуктивная толща (Южной Украины.— Н. С.) представляет собой единое целое, специфической особенностью которого является чрезвычайно мелкий гранулометрический состав слагающих ее пород. Руководствуясь имеющимися в работах Н. М. Страхова указаниями о физико-химических параметрах среды, характерных для осадков данного гранулометрического состава, автор приходит к выводу, что принимаемые большинством исследователей за первично-окисные руды Никопольского и Больше-Токмакского месторождений в действительности представляют собой окисленные первично-карбонатные руды. Этот вывод подтверждается также рядом геологических данных» (Селин, 1961, стр. 15). Вторичными, окисленными, ряд исследователей (Бетехтин, 1946; Куликов, 1956, и др.) считает также окисные руды Мангышлака и Лабы.

Таким образом, на разных олигоценовых месторождениях были разработаны три логически возможные генетические концепции современной минералогической зональности руд. Одна из них связывает зональность со стадией седиментогенеза, другая — со стадией диагенеза (осложненной некоторым влиянием гипергенного окисления), третья — со стадией гипергенеза. Как же обстоит дело в действительности?

2. Сбшая характеристика минералогической зональности Южно-Украинского бассейна

Ознакоимся прежде всего несколько ближе с минералогической зональностью Южно-Украинских марганцовых месторождений, выясненной *de facto* работами последнего десятилетия, главным образом исследованиями В. И. Грязнова (1956, 1964).

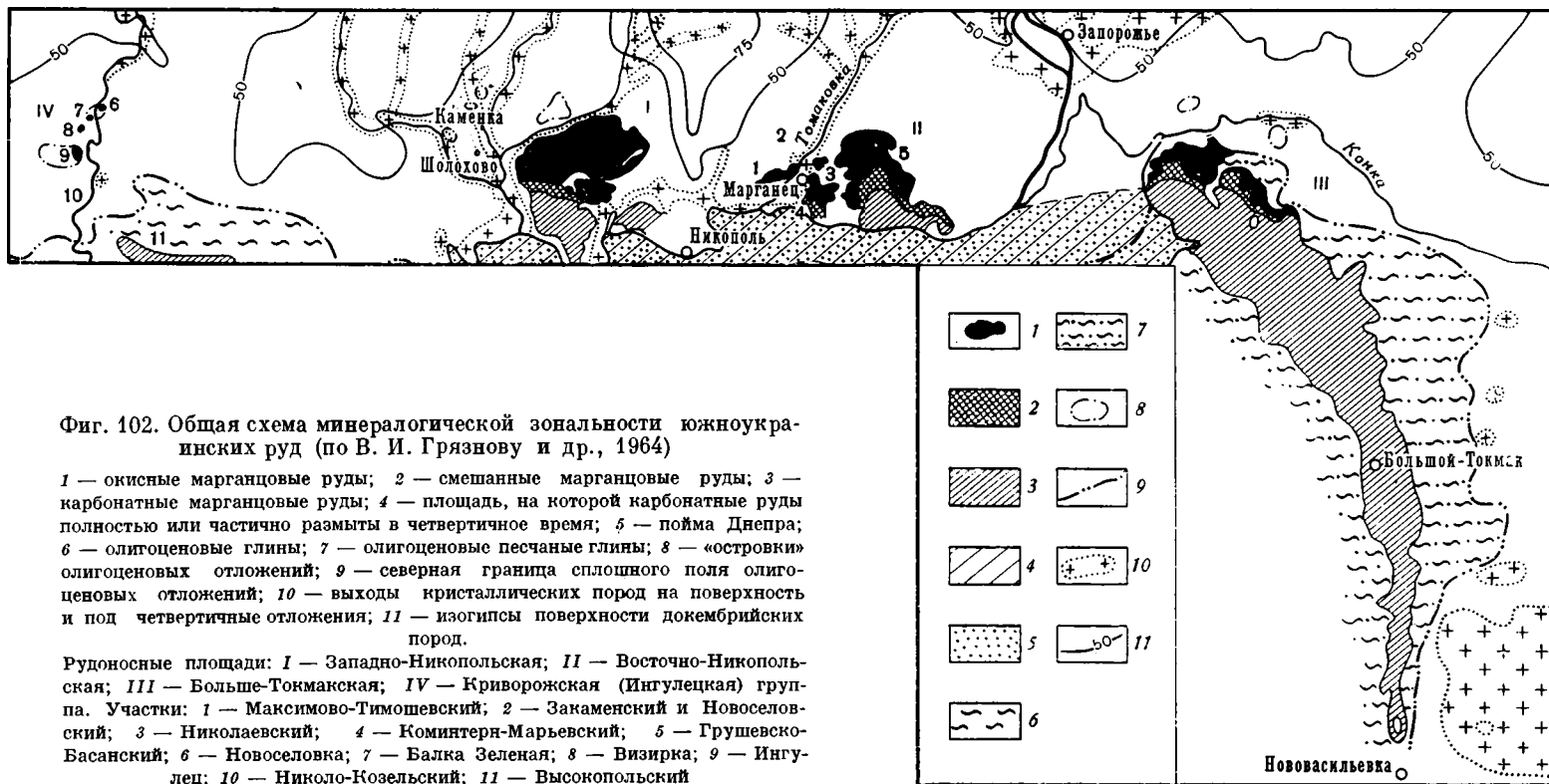
На Западном, Грушевско-Басанском и Больше-Токмакском месторождениях развиты три зоны: окисных, смешанных и карбонатных руд (фиг. 102). Окисная зона в первых двух рудных площадях располагается вдоль северного их контура полосой шириной от 2—3 до 7—8 км; на Больше-Токмакском месторождении она присутствует лишь в северо-восточном его углу. Руды окисной зоны сложены пиrolюзитом, псиломеланами, вадами и манганитом в разных количественных соотношениях; кое-где встречаются карбонатные (родохрозитовые) выделения. Южнее пролегает полоса смешанных руд. В верхней части рудного пласта здесь развиты окисные руды, в нижней — карбонатные. Соотношения их мощностей таковы, что общая мощность пласта остается постоянной, и, следовательно, один тип руд развивается за счет другого. Имеются включения манганитовых руд и в более низких горизонтах пласта, особенно близ подошвы. Полная смена окисных руд карбонатными по падению пласта прослеживается на расстоянии от нескольких десятков метров до 1—2 км, в зависимости от наклона пласта. Переходная зона приурочена к определенным высотным отметкам рудного пласта, несколько разным у различных месторождений. Южная часть всех рудных площадей сложена карбонатными рудами, но местами в нижней ее половине встречаются оолиты, пизолиты, конкреции и даже небольшие участки сплошных руд, образованные манганитом. Ширина карбонатной зоны на Западной и Грушевско-Басанской площадях 1—4—5 км, на Больше-Токмакской — до 10 км. Современная южная граница карбонатной зоны на первых двух площадях имеет эрозионную природу: она возникла благодаря четвертичному врезу долины Днепра, причем ширина уничтоженной карбонатной полосы составляла 5—6 км. Таким образом, первичная ширина минералогических зон на Южно-Украинских месторождениях была примерно такова: окисной до 6—7 км, переходной до 2 км, карбонатной до 7—10 км. На мелких участках, входящих в Южно-Украинский бассейн, соотношения этих зон иные (табл. 92).

Из цифр видно, что полоса окисных руд обычно имеет большую площадь; иногда она доминирует, а иногда оказывается единственно развитой.

Таблица 92

Распределение разных типов руд

Рудная площадь	Общая величина рудной площади, км ²	Площадь руд, км ²		
		окисных	окисно-карбонатных	карбонатных
Западная площадь + Сулицкий участок	230+34	153	~40	~74
Грушевско-Басанская	140	61	~33	~46
Ксминтерн-Марьевская	16	—	—	—
Максимо-Тимшевская!	~8	8	Нет	Нет
Закаменская	~0,1	0,1	»	»
Новсселсвская	1,3	1,3	»	»
Николаевская	1,5	1,5	»	»
Больше-Токмакская	805	64	24	717



И лишь на Больше-Токмакском месторождении резко главенствует карбонатная зона, а окисная имеет вполне подчиненное значение.

Заметим, что в статье, опубликованной в 1956 г., В. И. Грязнов в зоне окисных руд различал две субзоны: периферическую — пиролюзитовую, с преобладанием этого минерала, и южнее расположенную — манганитовую. В монографии 1964 г., однако, такое подразделение оставлено и речь идет о зоне окисных руд в целом.

При решении вопроса о генетической природе зональности первостепенное значение имеют наблюдения над соотношениями окисных и карбонатных руд в переходной зоне.

3. Соотношения окисных и карбонатных минералов в переходной зоне южноукраинских руд

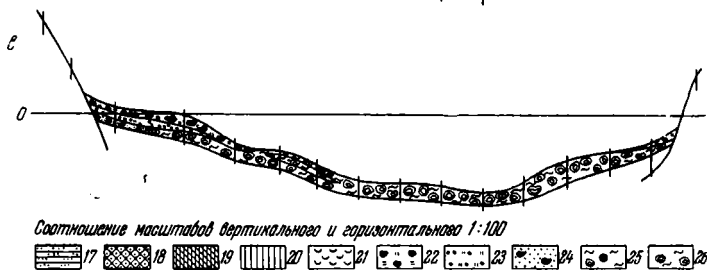
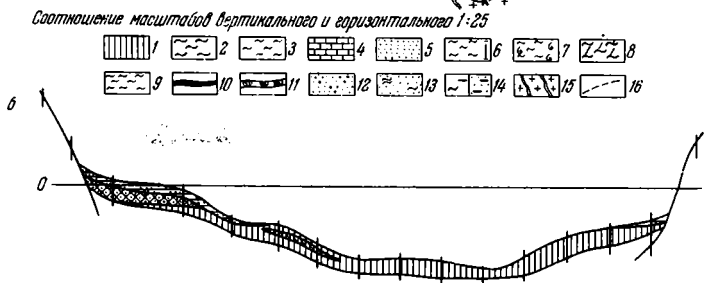
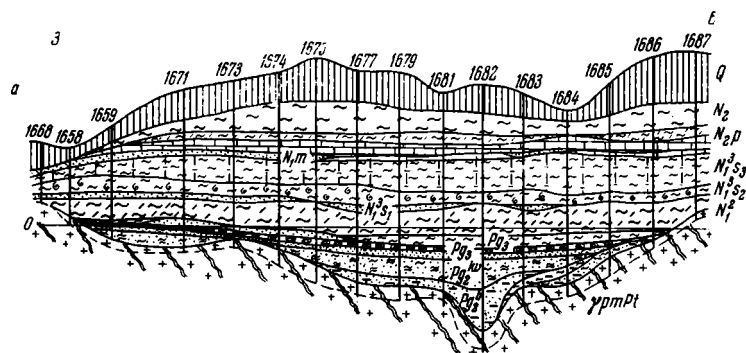
Визуально граница в переходной зоне между окисными рудами верхней части пласта и карбонатными в нижней — четкая, но при детальном рассмотрении оказывается, что выше разделительной поверхности окисные руды содержат некоторое количество карбоната марганца, а ниже — карбонатные руды и небольшое количество гидроокислов марганца (фиг. 103 А, Б; 104).

В окисной части пласта руды сложены главным образом псиломеланом и вадом, но частично и манганитом. «Просмотр большой серии шлифов из разных участков бассейна,— пишет В. И. Грязнов,— позволяет сделать следующие выводы о структурных взаимоотношениях минералов: а) отчетливо проявляется замещение тонкозернистого карбоната и участков перекристаллизованного сферолитового карбоната окисными соединениями марганца; б) вблизи агрегатов гидроокислов марганца замечается побурение основной карбонатной массы, что связано с окислением железа, присутствующего в карбонате; в) выделение бурых гидроокислов железа несколько опережало процесс окисления марганца; это доказывается образованием более широкой каймы побуревшего карбоната вдоль трещин усыхания по сравнению с каймой гидроокислов марганца и внедрением гидроокислов марганца в минералы железа; г) жилки свежего «чистого» кальцита являются более поздними образованиями по отношению к гидроокислам марганца, так как пересекают их» (Грязнов, 1956, стр. 222).

Все эти соотношения делают несомненным, что верхний окисный горизонт рудного пласта представляет собой вторичное образование, возникшее в гипергенезе за счет окисления карбонатных руд.

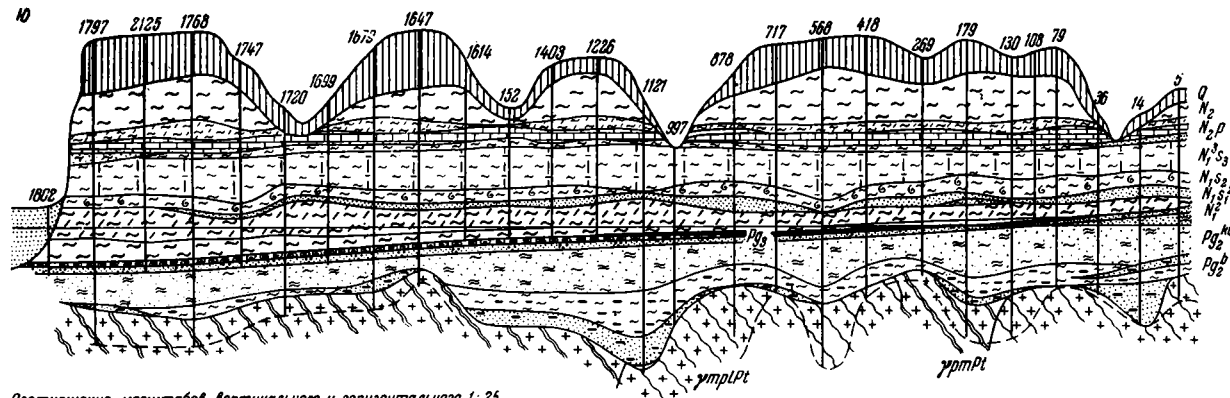
Весьма отчетливо проявляется эта вторичная природа окисных руд в пачке мощностью 0,5—1,0 м ниже раздела окисных и карбонатных руд, где окисные встречаются лишь пятнами среди карбонатных. Среди некрепкого тонкозернистого манганокальцита здесь попадаются более крепкие желваки светло-серого и желтовато-серого цвета, иногда с неясными концентрами. На многих желваках наблюдаются неправильные извилистые прожилки, гнезда и линзочки размерами от немногих миллиметров до 2—3 см, сложенные черными землистыми гидроокислами типа псиломелана-вада; имеются признаки манганита (фиг. 105). В массивном сером карбонате окисные включения очень редки и в большинстве своем наблюдаются по периферии желваков в желтоватом, светло-сером карбонате (Грязнов, 1964).

Итак, верхняя окисная часть рудного пласта в переходной зоне представляет собой несомненное вторичное гипергенное образование, обязанное окислению первоначально карбонатной руды атмосферным кислородом. Это окисленная зона рудного пласта. Именно поэтому мощность ее больше у верхней по восстанию части переходной зоны, т. е. там, где рудный пласт залегал некогда ближе к дневной поверхности, при погружении же пласта к югу окисленная зона постепенно выклинивается и тем быстрее, чем круче наклон к югу рудного пласта.

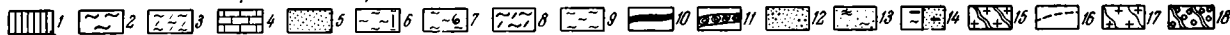


Фиг. 103А. Минералогическая зональность и строение рудного пласта на поперечном сечении через Грушевско-Басанскую площадь (по В. И. Грязнову и др., 1964)

a — геологический разрез Грушевско-Басанского участка; *б* — минеральный состав рудного пласта; *в* — текстуры рудного пласта: 1 — суглинки; 2 — глины красно-бурые; 3 — глины темно-серые, мергелистые; 4 — известняки-ракушечники; 5 — пески кварцевые; 6 — глины мергелистые; 7 — глины темно-серые, детритусовые; 8 — глины с прослоями мергелей; 9 — глины серовато-зеленые; 10 — марганцевая руда окисная; 11 — марганцевая руда карбонатная; 12 — кварцево-глауконовые пески; 13 — алевриты; 14 — углистые глины и пески; 15 — полиманганиты; 16 — граница коры выветривания кристаллических пород. Руда: 17 — псиломелановая; 18 — манганит-пирролюзит-псиломелановая; 19 — манганокальцит-манганитовая; 20 — манганокальцитовая; 21 — каолины; 22 — марганцевая руда окисная, кусковато-желваковая в сажисто-глинистой массе; 23 — конкреционно-оолитовая руда в сажисто-глинистой массе; 24 — кусковато-желваковая руда в песке; 25 — смешанная окисно-карбонатная руда; 26 — желваковая карбонатная марганцевая руда

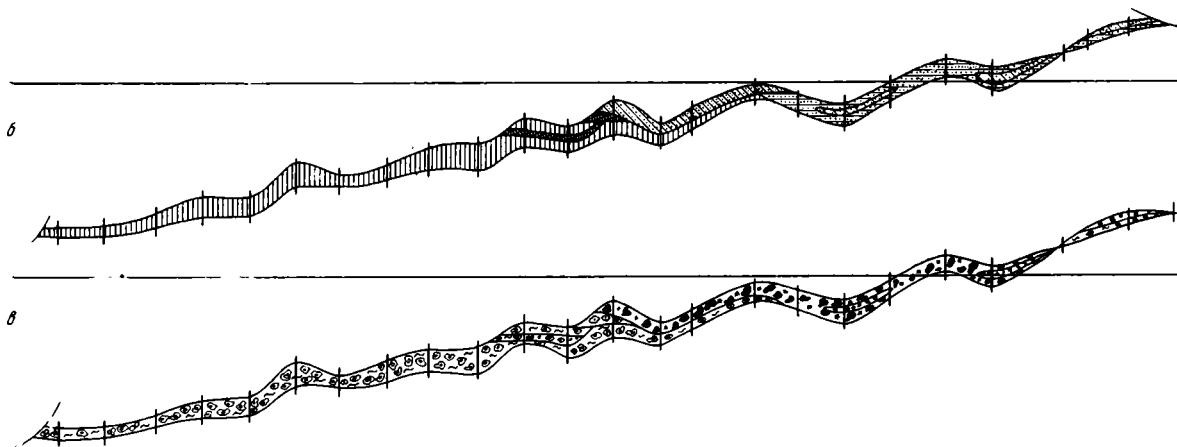


Соотношение масштабов вертикального и горизонтального 1:25

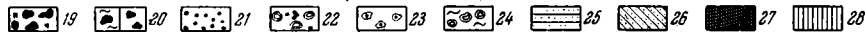


Фиг. 103Б. Минералогическая зональность и строение рудного пласта на продольном сечении через Грушевско-Басанскую площадь

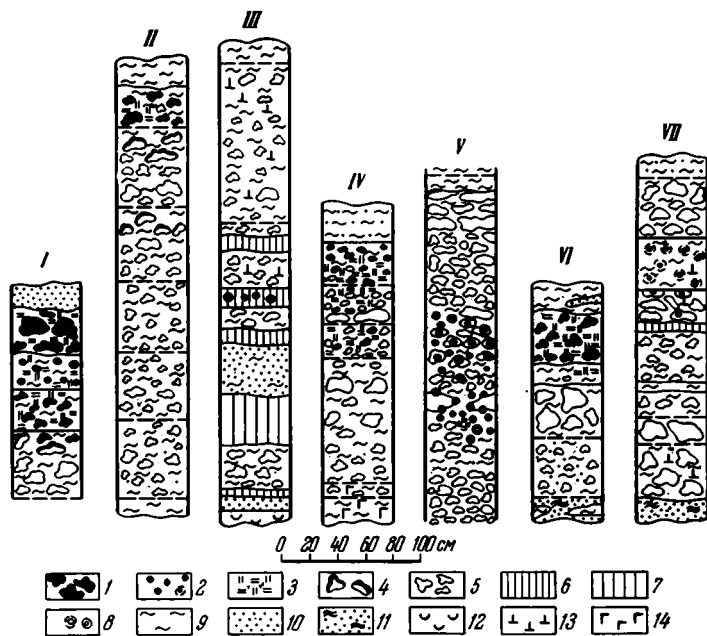
1—16 — то же, что и на фиг. 103А; 17 — плагиогранит и его мигматит; 18 — галечник; 19 — марганцовая руда, окисная кусковато-желваковая в сажисто-глинистой массе; 20 — окисная кусковато-желваковая руда в глине, песке; 21 — конкреционно-оолитовая руда в сажисто-глинистой массе; 22 — смешанная окисно-карбонатная руда; 23 — желваковая карбонатная марганцовая руда с пизолитами марганита; 24 — желваки карбонатной марганцовой руды в глине; 25 — псиломелановая руда; 26 — марганит-псиломелановая руда; 27 — марганцональцит-марганитовая руда; 28 — марганцональцитовая руда



Соотношение масштабов вертикального и горизонтального 1:100



Но в разрезе той же переходной зоны имеются окисные руды и совсем другого типа и генезиса. Это манганокальцитовая руда с манганитовыми пизолитами и конкрециями. «Руда,— по описанию В. И. Грязнова,— состоит из манганитовых пизолитов и конкреций, сцементированных глинисто-карбонатной массой светло-серой окраски или крепким серым манганокальцитом. Величина манганитовых стяжений 0,5—7 см. Встречаются пизолиты (5—10 мм) и мелкие конкреции округлой формы, с



Фиг. 104. Строение рудного пласта в зонах окисно-карбонатных и карбонатных руд (по В. И. Грязнову и др., 1964)

Окисные марганцеворудные компоненты: 1 — угловатые стяжения и желваки; 2 — конкреции и пизолиты; 3 — землистая руда; 4 — окисно-карбонатные стяжения. Карбонатные марганцеворудные компоненты: 5 — угловатые стяжения и желваки; 6 — прослои и линзы крепкие; 7 — прослои и линзы слабые, глинистые; 8 — конкреции и пизолиты. Нерудные компоненты: 9 — глина; 10 — песок; 11 — алеврит; 12 — каолин первичный; 13 — карбонатность породы; 14 — примесь зерен глауконита

Колонки: I — Александровский карьер; II — Западная рудоносная площадь, скв. 873-бис (Богдановский участок); III — там же, Покровский участок, скв. 5638; IV — там же, скв. 901-бис, Чертомлыкско-Алексеевский участок; V — Марьевский карьер; VI — Грушевско-Басанский участок, скв. 1591; VII — там же, скв. 1109

гладкой или бугорчатой поверхностью, но чаще они имеют неправильную форму, сильно корродированы, представляют собой реликты былых образований, заполнявших ранее всю округлую ячейку. Более крупные манганитовые стяжения (конкреции) редко бывают массивными. В большинстве они некрепкие, скорлуповатые, распадающиеся на части при извлечении из руды. В изломе стяжений видно концентрически-слоистое или концентрически-скорлуповатое строение. В центре каждого пизолита, как правило, заключено небольшое (0,5—1,5 мм) кварцевое или другое зерно, вокруг которого отлагались гидроокислы марганца. Количество манганитовых стяжений и расположение их в карбонатной массе бывает различным. Можно говорить о случаях группировки пизолитов по размерам, но во многих слоях одновременно имеются стяжения разной величины. Обычно группы пизолитов или единичные пизолиты неравномерно распределены в цементирующем карбонате. Вместе с тем широко распространены слои с настолько большим количеством стяжений, что

они вплотную прилегают друг к другу. Ориентировка пизолитов в слое различная: большинство плоских стяжений расположено более или менее горизонтально, но некоторые лежат косо или даже на ребре, опираясь на другие пизолиты...

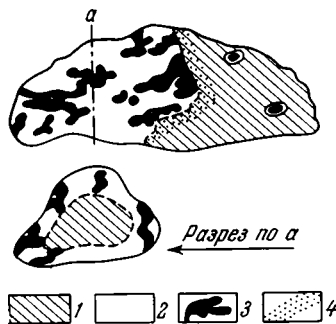
Некоторые прослои руды, кроме манганитовых конкреций, содержат пизолиты и конкреции лимонита, сцементированные манганокальцитом.

В качестве разновидностей манганокальцитовой руды с манганитовыми пизолитами и конкрециями следует назвать кусковую (желваковую), цементационную, отличающуюся высоким содержанием крупных кварцевых зерен в манганокальцитовом цементе, и сплошную. Последняя имеет вид пласта или слоя мощностью 0,1—0,3 м, иногда больше» (Грязнов и др., 1964, стр. 197).

В зоне переходных руд описанная манганокальцитовая руда с манганитовыми пизолитами и конкрециями располагается в основании рудного пласта, а кроме того, прослоем в 0,5—1 м под горизонтом окисных руд. При этом характерно, что карбонатно-манганитовая руда вниз по

Фиг. 105. Желвак частично окисленной карбонатной руды из переходной зоны (по В. И. Грязнову и др., 1964)

1 — манганокальцит серый, крепкий; 2 — манганокальцит белый, некрепкий, землистый; 3 — дендритовидные выделения сажистых коллоидальных гидроокислов Mn; 4 — карбонат желтоватый, обр. 3849. Больше-Токмакское месторождение, нат. вел.



падению пласта уходит далеко за пределы переходной зоны и широко распространена также в зоне собственно карбонатной руды. Здесь она лежит в нижней части пласта под желваковой карбонатной рудой; мощность ее от нескольких дециметров до 1 м.

Наличие в манганито-карбонатных рудах только манганита, т. е. минерала, в котором половина общей массы марганца находится в двухвалентной форме, а также то, что манганитовые оолиты, пизолиты, конкреции как бы запечатаны карбонатом марганца и несут ясные следы коррозии последним, наконец, независимость нахождения этих руд от глубины залегания пласта — все это делает несомненным, что здесь мы имеем дело не с вторично окисленными, а с первичными, точнее диагенетическими — окисно-карбонатными рудами, сохранившимися в рудном пласте.

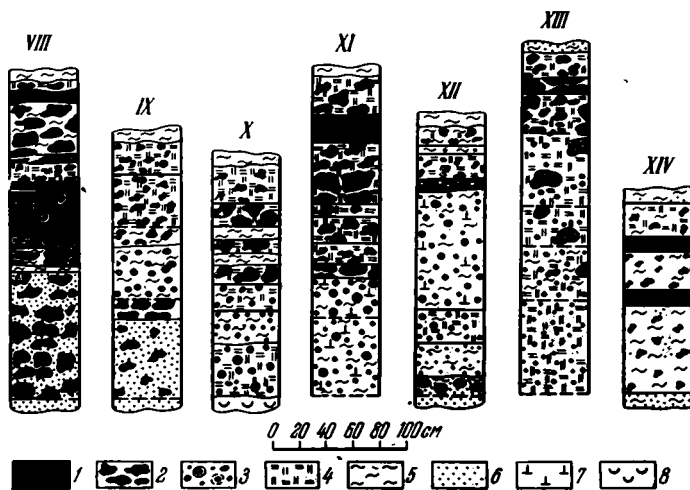
Такое решение не противоречит поведению марганца при диагенезе. При изучении современных марганцовых накоплений мы видели, что первичный псиломелановый осадок быстро редуцируется до родохрозита. Легко представить себе, что в некоторых случаях эта редукция не доходит сейчас (и не доходила в прошлом) до своего логического конца и что часть марганца оказывалась, так сказать, полувосстановленной, образуя манганит. При такой ситуации в руде, естественно, будут комбинироваться родохрозит и манганит. При этом, как и в оолитовых железных рудах, цемент марганцовых руд более восстановлен, чем в оолитах, и потому сложен кальциевым родохрозитом, оолиты же (или бобовины) находятся на более низкой ступени редуцирования и образованы манганитом.

Итак, в зоне переходных руд вторичными, гипергенными, являются только окисные псиломелановые и псиломелан-вадовы руды самой верхней части рудного пласта, более же низко расположенные прослои манганито-карбонатных руд представляют собой сохранившиеся первичные руды, получившие свою минералогию (и текстуру) еще в диагенезе.

4. Минералы в окисной зоне южноукраинских руд, их состав и генезис

Минералы марганца в зоне окисных руд представлены пиролюзитом, вадом, вернадитом, псиломеланом и манганитом в разных количественных соотношениях (фиг. 106).

Пиролюзит в южноукраинских марганцевых рудах распространен широко, хотя и не повсеместно. Мономинеральные пиролюзитовые руды практически отсутствуют, а пиролюзитово-псиломелановые рудные агрегаты имеют ограниченное распространение; в них пиролюзит тесно связан с минералами группы псиломелана-вернадита или с манганитом. По



Фиг. 106. Строение рудного пласта в зоне окисных руд

Марганцеворудные компоненты: 1 — прослой и линзы; 2 — угловатые стяжения (куски) и желваки; 3 — концентрически-слоистые стяжения (конкреции и пизолиты); 4 — землистая руда. Нерудные компоненты: 5 — глина; 6 — песок; 7 — карбонатные породы; 8 — каолин первичный. Колонки: VIII — Западная рудоносная площадь, шахта 17; IX — там же, шахта 16; X — там же, шахта 12; XI — Максимо-Тимошевский участок, шахта 5-бис; XII — Марьевский участок, шахта 7; XIII — Грушевско-Басанский участок, шахта 1; XIV — там же, скв. 12

относительному количеству и широте распространения минералы группы псиломелана-вернадита играют большую роль, чем пиролюзит. Они повсеместно входят в состав манганитовых и пиролюзитовых руд, причем так тесно связаны здесь с другими рудообразующими минералами, что не отделяются при мокром гравитационном обогащении. Псиломеланы и вады слагают землистые разнородности руд, а также отдельные прослой кусковых руд мощностью до нескольких десятков сантиметров. Манганит, установленный в украинских рудах относительно недавно (Грязнов, 1950), оказался также довольно распространенным на самых различных рудных площадях. Относительное количество манганита в кусковых и конкреционных рудах, по данным В. И. Грязнова, варьирует от нескольких процентов до 80—90%. Встречаются отдельные прослой массивной тяжелой манганитовой руды мощностью до 5—10 см.

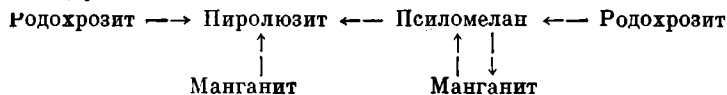
В табл. 93 сделана попытка рассчитать содержание главных компонентов в богатых окисных рудах по данным их валового анализа в сочетании с определениями марганцевых минералов термографическим и рентгенографическим путем. Валовые анализы выполнены Е. С. Базилевской, идентификация марганцевых минералов — И. М. Варенцовым (Базилевская, Варенцов, 1966).

Расчет содержаний рудных минералов сделан следующим образом. В группе манганитовых, манганит-пиролозитовых и пиролозитовых руд все количество MnO связывалось в Mn_2O_3 , к которому присчитывалось количество H_2O^+ , отвечающее формуле манганита. Из оставшейся H_2O^+ часть относилась к Fe_2O_3 для связывания в гидрогетит, часть — к силикатному глинистому минералу, в качестве которого принимался монтмориллонит. Количество последнего определялось как сумма силикатной SiO_2 (т. е. $SiO_{2\text{вал}} - SiO_{2\text{оппл}} - SiO_{2\text{КВЛРЦ}})$ + Al_2O_3 + CaO + MgO (оставшиеся после увязывания с CO_2) + $(Na_2O + K_2O)$. Количество воды, относимое к монтмориллониту, принималось за 10% (среднее между крайними значениями в этом минерале: 8 и 12%). Остаток от общей массы H_2O^+ , определенной в данном образце, относился к MnO_2 , причем эта гидратированная масса перекиси марганца условно именовалась вернадитом. Характерно, что в ряде анализированных образцов остаток H_2O^+ не только удовлетворял формуле вернадита $MnO_2 \cdot H_2O$, но получался еще и ее избыток. В ограниченном числе проб H_2O^+ на MnO_2 уже не оставалось; в некоторых ее не хватало для превращения всей массы MnO_2 в вернадит. В псиломелановых рудах наличные массы MnO_2 и MnO объединялись с присчетом 10% H_2O^+ . Остальной расчет производился так, как описано выше.

Авторы ясно представляют себе приблизительность выполненных расчетов и их ориентировочный характер. Тем не менее они полезны для того, чтобы хотя бы в общих чертах представить себе количественные соотношения минералов в разных минералогических типах окисных руд.

В составе руд бросается в глаза обилие обводненных минералов марганца. Особенно существенна почти постоянная гидратированность MnO_2 , что является признаком недавней ее генерации, ибо при длительном существовании эта форма перекиси марганца, отщепляя H_2O , превращается в пиролозит.

При постоянном наличии в рудах комбинаций из двух окисных минералов, а часто и из всех трех, первостепенное значение имеет изучение их структурных соотношений, а также связи с родохрозитом. С учетом того, что наблюдалось в переходной зоне, эти соотношения могут быть выражены следующей схемой:



В этой схеме пиролозит занимает особое место. В него переходят все минералы марганцовых руд. Замещения пиролозитом манганита в южно-украинских рудах развиты широко и представляют обычное явление; установлено также замещение пиролозитом родохрозита через промежуточные гидроокислы.

Обычно пиролозит ассоциирует с коллоидальными гидроокислами типа псиломелана-вернадита, причем микроскопические выделения пиролозита, разбросанные на фоне коллоидальных гидроокислов марганца, обязаны процессу кристаллизации. Преобразование псиломеланов в пиролозит естественно, если учесть сложную природу псиломеланов. Они представляют собой, по В. И. Грязнову, смесь нескольких минеральных видов: а) калийсодержащего псиломелана (криptomелана); б) коллоидального гидратированного твердого раствора кислорода в α -курнаките; в) коллоидальной двуокиси марганца. Эти составляющие очень тесно связаны между собой в разных количественных соотношениях.

Связь псиломеланов с другими минералами окисной зоны сложнее. Псиломеланы замещают родохрозит и эти соотношения однозначны. Что же касается манганита, то встречаются случаи как замещения его псиломеланом, так и псиломелана манганитом.

Химико-минералогический состав (в %) марганцовых

Компоненты	Манганитовые					Манганито-		
	скважина							
	3099	3149	3144	3141	2462	1229	1033а	1091а
SiO ₂ суммарн	12,23	13,38	6,32	6,50	3,90	7,60	3,19	7,66
SiO ₂ аморфн	0,74	0,80	1,22	1,12	1,63	0,24	0,76	1,70
SiO ₂ кварц	5,82	10,11	1,84	2,12	1,36	4,46	0,88	2,34
SiO ₂ силикатн	5,72	2,74	1,26	3,26	0,84	2,90	1,55	3,42
Al ₂ O ₃	2,29	2,14	1,44	1,38	1,30	1,44	0,95	1,75
Fe ₂ O ₃	1,57	0,46	1,11	0,76	2,04	0,93	1,02	1,50
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,34
CaO	1,05	0,59	1,20	0,89	1,21	1,94	0,74	0,99
MgO	0,32	0,32	Нет	Нет	Нет	1,61	0,32	Нет
P ₂ O ₅	Нет	Нет	0,009	Нет	0,07	0,009	Нет	0,01
Na ₂ O	0,23	0,16	0,19	0,19	0,22	0,58	0,22	0,26
K ₂ O	0,72	0,29	0,82	0,31	0,30	0,77	0,61	0,38
H ₂ O ⁺	10,02	10,09	8,90	9,97	8,51	10,77	9,66	6,32
H ₂ O ⁻	1,27	0,40	0,81	0,60	0,38	1,81	0,67	0,76
CO ₂	0,28	0,16	0,06	0,82	0,16	0,36	0,63	0,09
C _{орг}	0,14	0,15	0,04	Нет	0,18	0,01	0,04	0,47
BaO	0,52	Нет	0,51	Нет	—	0,53	Нет	—
S	0,05	0,05	0,02	0,05	—	0,05	0,05	—
MnO ₂	13,54	—	14,07	5,05	11,25	30,11	21,05	42,04
MnO·MnO ₂	55,98	72,34	64,26	72,75	70,95	41,44	60,75	37,67
Сумма	100,26	100,53	99,76	99,65	100,47	99,96	99,95	100,24
Минералогический состав								
Манганит	62,30	80,50	71,36	80,93	78,84	46,00	67,47	41,85
Пирролюзит	—	—	—	—	11,25	—	—	—
Вернадит	15,52	—	—	5,60	—	33,94	23,39	—
Вернадит + пирролюзит	—	—	15,63	—	—	—	—	42,04
Псилометан	—	—	—	—	—	—	—	—
Гидрогетит	1,75	0,51	1,23	0,84	2,27	1,03	1,1	1,67
CaCO ₃	0,63	0,36	0,15	0,59	0,35	0,86	1,32	сл.
SiO ₂ аморфн	0,74	0,80	1,22	1,12	1,68	0,24	0,76	1,70
SiO ₂ кварц	5,82	10,11	1,84	2,12	1,36	4,46	0,86	2,54
Силикатный материал	11,0	5,25	3,75	5,55	4,00	8,10	4,08	6,45
Избыток H ₂ O	+0,22	+1,24	—	+0,71	—	+1,96	+0,1	—
Соотношения некоторых компонентов		(?)						
Терригенная часть	16,82	15,36	5,59	7,67	5,36	12,56	4,96	8,99
Аутигенная часть	83,18	84,64	91,41	92,33	94,64	87,44	95,04	91,01
Fe _{вал}	1,10	0,32	0,78	0,53	1,43	0,65	0,71	1,31
Mn _{вал}	47,15	57,15	53,20	53,38	56,05	47,57	55,18	52,48
Mn : Fe	42,8	178,5	68,20	100,7	39,2	73,18	77,71	40,06

Примечание. Пробы для анализов отобраны с глубин 204—248 м.

руд Южно-Украинского марганцоворудного бассейна

пирролюзитовые		Пирролюзитовые						
скважина								
1091б	1090а	1212	1089а	1113а	7002а	7002б	314б	Шахта 25а
30,24	6,23	8,39	15,74	18,22	14,80	46,70	26,47	4,18
2,19	1,53	0,52	2,26	2,34	1,95	3,38	1,52	1,06
8,54	1,86	3,40	7,80	12,22	8,86	23,80	10,48	1,40
19,51	2,84	4,47	5,68	3,66	3,99	29,52	14,47	1,72
6,19	1,29	2,01	1,56	1,74	1,51	6,39	4,91	0,80
3,29	1,51	1,02	1,99	2,03	0,49	3,25	3,84	0,64
1,24	0,33	Нет	0,46	Нет	0,95	0,30	Нет	0,55
1,31	0,54	1,94	2,63	1,31	1,99	4,26	4,75	1,32
0,94	Нет	1,40	1,18	Нет	0,64	1,26	1,60	0,63
0,02	0,01	0,009	0,02	0,01	0,69	0,14	0,18	0,03
0,63	0,18	0,38	0,59	0,26	0,38	0,63	0,51	0,63
1,40	0,26	1,36	0,80	0,64	0,85	1,52	2,02	0,78
6,56	3,97	4,75	6,60	1,73	5,38	4,68	8,30	9,52
2,91	0,68	2,22	1,50	0,98	1,51	2,11	4,22	0,45
0,22	0,23	0,14	2,45	0,21	1,31	3,40	1,38	0,58
0,03	0,09	0,08	0,37	0,28	0,40	Нет	0,11	0,42
—	—	Нет	0,76	—	1,50	0,30	0,82	3,23
—	—	0,05	—	—	—	—	0,05	—
27,25	54,19	69,28	57,60	72,50	57,30	23,16	35,80	50,84
17,29	31,38	7,14	6,42	0,22	9,74	2,17	4,85	26,06
100,00	100,89	100,16	100,96	100,13	99,43	100,70	100,19	100,66
19,21	34,87	7,94	7,13	0,24	10,82	—	—	—
—	54,19	—	—	72,50	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
30,25	—	71,87	61,40	—	60,73	—	—	—
—	—	—	—	—	—	23,11	46,17	89
3,65	1,43	1,12	2,21	1,96	0,54	3,61	4,27	0,65
0,50	0,51	0,32	5,48	0,47	3,37	7,72	2,97	1,16
2,19	1,53	0,52	2,26	2,34	1,95	3,38	1,52	1,06
8,54	1,86	3,40	7,80	12,22	8,86	23,80	10,48	1,40
33,00	5,37	12,68	8,72	10,78	8,20	31,82	21,17	2,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—
38,54	7,23	16,08	16,52	23,00	17,06	55,62	34,65	3,40
61,46	92,77	83,92	83,48	77,00	82,94	44,38	65,35	96,60
3,25	1,30	0,71	1,75	1,42	1,07	2,50	2,68	0,87
29,10	55,79	48,57	40,72	45,82	42,82	16,10	25,90	50,00
8,95	32,91	68,40	23,26	32,26	40,00	6,44	9,66	57,47

Как истолковать все эти соотношения?

Напомним, что в современных рудных отложениях даже хорошо аэрированных водоемов пиролюзит никогда не встречается. Это означает, что наличие и широкое распространение его в окисной зоне Южно-Украинских месторождений никак не может рассматриваться в качестве реликта седиментационного рудного минерала. Он здесь целиком вторичен и связан с зоной частично древнего, частично современного окисления руд как карбонатного, так и манганитового состава. Об этом говорят и его структурные соотношения с прочими марганцовыми минералами. Учитывая теснейшие связи псиломелана с пиролюзитом, а также наличие растворенного в псиломелане свободного кислорода и вхождение в псиломелан коллоидной двуокиси марганца, можно полагать, что и псиломелан в окисной зоне не является реликтовым минералом от первичных



Фиг. 107. Генетический профиль через южноукраинские марганцевые руды (на примере Никопольского месторождения)

1 — пиролюзит-псиломелановые руды зоны выветривания; 2 — мелкие очажки выветривания внутри первичных руд; 3 — манганитовые первичные руды; 4 — редоксцитовые первичные руды; 5 — олигонитовая фация карбонатных руд

руд, но возник также в результате окисления родохрозита и манганита, которые он разъедает. Сложнее обстоит дело с манганитом. По аналогии можно было бы думать, что манганит в зоне окисных руд есть в основном минерал гипергенный. Одно обстоятельство, однако, противоречит такому заключению. По опытам Л. П. Листовой (1961), при окислении карбоната марганца всегда возникают только соединения четырехвалентного марганца, а не манганит. Это означает, что в гипергенном процессе манганит не является переходным звеном от карбоната марганца к гидроокислам Mn^{4+} , а затем к пиролюзиту или псиломелан-ваду, а что эти минералы развиваются по родохрозиту сразу. Поэтому линзы сплошной манганитовой руды, а также манганитовые стяжения, оолиты, пизолиты в зоне окисных руд являются, как правило, первичными образованиями, или, точнее, реликтами манганитовых тел, возникших еще в диагенезе. Что касается случаев обратного развития манганита по псиломелану, то оно обязательно различному режиму Eh в зоне окисления. На отдельных участках зоны окисления временно создавались, по-видимому, застойные условия, свободный кислород исчезал, значения Eh понижались и локально возникали прожилки и гнезда вторичного гипергенного манганита по псиломелану. Эти небольшие новообразования не мешают в целом рассматривать основную массу манганита в качестве реликта диагенетических манганитовых накоплений в зоне окисных руд.

Таким образом, имеется достаточно оснований к тому, чтобы считать, что до начала гипергенного окисления полоса развития современных окисных руд представляла собой зону переслаивания манганитовых и карбонатных руд. При этом, поскольку в составе окисных руд пиролюзит + псиломелан составляют сейчас главную массу вещества руды, а манганит — подчиненную, следует принять, что в первоначальном составе этой полосы главную роль играли, вероятно, карбонаты, а подчинен-

ную — манганит. Прослой сплошной манганитовой руды, кусковую и конкреционную руду, в составе которой манганит доминирует или даже слагает ее целиком, следует рассматривать как уцелевшие реликты первоначальных манганитовых пачек. Реликты карбонатной руды внутри зоны окисных руд редки. Но все же в пределах Западной рудной площади вблизи р. Соленой отмечено несколько мест, где карбонатные руды залегают под окисными в понижениях рельефа подстилающих пород. Именно такое более глубокое залегание карбонатных руд и предохранило их от гипергенного окисления и превращения в окисные руды.

Следовательно, мы можем сказать, что полоса развития современных окисных руд Южно-Украинских месторождений, взятая в целом, есть не что иное, как область сложно построенной коры выветривания первичных карбонатно-манганитовых руд (фиг. 107) с реликтами в ней этих первичных накоплений. Этого, собственно, и следовало ожидать. Напомним, что *от нижнего края переходной зоны к верхнему, т. е. по восстанию пласта, интенсивность гипергенного окисления верхней части пласта возрастает и захватывает все большую его мощность*. Естественно, что в современной зоне окисных руд гипергенное окисление достигает максимальной силы, и пласт в целом слагается окисленной рудой.

5. Геологические доказательства гипергенного происхождения зоны окисных руд Южно-Украинских месторождений

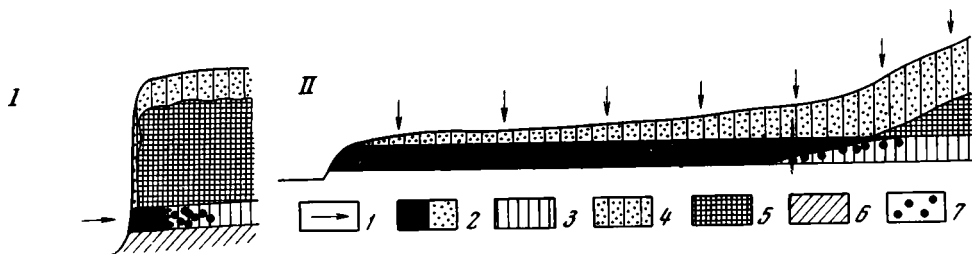
Еще более отчетливы и убедительны чисто геологические доказательства гипергенного возникновения окисной зоны южноукраинских руд. Как видно на схеме гранулометрического состава Грушевско-Басанской площади (см. фиг. 97, а), окисные руды распространены как в песчаной и алевритовой, так и (что особенно важно) в пелитовой зонах рудного пласта. В целом полосы окисных и переходных руд секут гранулометрические зоны осадков. На Западном же месторождении (см. фиг. 97, б) все минералогические зоны руд (окисная, переходная, карбонатная) вообще подчинены одной и той же пелитовой зоне осадков и секут ее. Таким образом, на современные рудные минералогические зоны в обоих месторождениях совершенно не влияет гранулометрическая зональность рудовмещающего осадка. Это подтверждает, конечно, *вторичное, гипергенное происхождение современной минералогической зональности руд, а не ее первичный генезис*.

К тому же выводу приводит изучение нерудных слоев. Дело в том, что в полосе развития окисных руд гипергенное преобразование претерпевают не только сам рудный пласт, но и покрывающие его надрудные глины. Это особенно хорошо видно на Больше-Токмакском месторождении и описано В. И. Грязновым и Ю. И. Селиным (1959).

Среди надрудных глин здесь выделяются две разновидности: глины темно-серые и глины яблочно-зеленые, с желтыми пятнами.

Темно-серые глины присутствуют на площади распространения карбонатных марганцовых руд, за исключением узкой полоски вдоль границы этих руд со смешанными рудами. Они на 95—99% состоят из частиц диаметром $< 0,01$ мм. Темно-серый цвет глин обусловлен примесью органического вещества и рассеянных сульфидов железа. Яблочно-зеленые глины целиком образуют надрудную толщу на площади распространения окисных, смешанных и неширокой полосы карбонатных руд вблизи их границы со смешанными. На основной площади карбонатных руд яблочно-зеленые глины отделяются от рудного пласта толщей темно-серых глин. Они представляют собой желто-зеленые породы с желтыми пятнами и землистыми натечками лимонита, состоящие на 90—97% из пелитовых частиц. «Как показали детальные исследования, обе разновидности относятся к бейделлитовым глинам и одинаковы по гранулометри-

ческому составу. Разница в их цвете обусловлена различной минералогической формой железа. В темно-серых глинах железо находится преимущественно в форме сульфидов, тогда как в яблочно-зеленых — в виде гидроокислов, глауконита и нонтронита. Толща надрудных глин пронизана многочисленными вертикальными трещинами. В верхней части толщи, в яблочно-зеленых глинах, трещины содержат натеки лимонита, а ниже, в темно-серых, они заполнены землистыми сульфатами типа ярозит-алунита. Образование сульфатов в трещинах, несомненно, является вторичным процессом и связано с окислением сульфидов железа в условиях континентального выветривания. Указанные факты, а также присутствие корневых ходов в яблочно-зеленых глинах позволяют рассматривать их как зону окисления олигоценовых глин, образовавшуюся в



Фиг. 108. Два типа гипергенных изменений рудного пласта, при латеральном (I) и площадном (II) развитии выветривания

1 — направление поступления кислорода в рудный пласт; 2 — выветрелая (окисленная) руда; 3 — невыветрелая карбонатная руда; 4 — выветрелая часть надрудного пласта; 5 — невыветрелая часть надрудного пласта; 6 — подрудный горизонт; 7 — гнезда окисленной руды среди первичной (карбонатной)

нижнемиоценовое время, когда южная часть Украины представляла собой сушу. Этот вывод подтверждает находка в скважине неподалеку от с. Копани среди толщи яблочно-зеленых глин слоя глин такого же цвета, но карбонатных и с отпечатками остракод, т. е. остракодового горизонта, измененного вторичными процессами окисления... Как можно судить по распространению яблочно-зеленых глин, континентальное выветривание захватило большую территорию. Мощность зоны окисления в среднем составляет 5—8, но местами превышает 10 м. Поскольку в кровле окисных марганцевых руд всегда залегают яблочно-зеленые глины, можно думать, что здесь нижняя граница зоны окисления находилась либо внутри рудного пласта, либо ниже его подошвы» (Грязнов, Селин, 1959, стр. 45).

Яблочно-зеленые глины распространены также на Грушевско-Басанском и Западном месторождениях и находятся в тех же соотношениях с окисными рудами, что и на Больше-Токмакской рудной площади. Очень интересны также наблюдения над аутигенной минералогией тех линз пустых пород, которые изредка встречаются в Южно-Украинских месторождениях, особенно в нижней части рудного пласта. В зоне карбонатных руд в них наблюдаются пирит и свежий глауконит, без сопровождения гидроокислами железа. В полосе руд окисных сульфидов нет, глауконит побуревший, выветрелый, много гидроокислов железа.

Все эти геологические соотношения не оставляют сомнений в том, что зона окисных руд Южно-Украинских месторождений в целом есть образование вторичное, связанное с гипергенным выветриванием первично-карбонатных (или карбонатно-манганитовых) рудных накоплений.

Каков же был механизм, порождавший выветривание южноукраинских руд? Вообще говоря, принципиально возможны были два пути проникновения кислорода в рудный пласт. Первый может быть назван ла-

теральным выветриванием. В этом случае (фиг. 108, I) мощность надрудных глин велика и кислород, проникая в пласт, производит его окисление через плоскостной разрез пласта в естественном обнажении. При этом, если рудный пласт сложен материалом, более податливым к выветриванию, чем подстилающие и покрывающие его породы, выветривание руды продвинется латерально гораздо дальше, чем в ее почве и кровле. Но в абсолютном выражении такое латеральное выветривание не может быть интенсивным. В результате него возникает выветрелый пояс, толщиной обычно от немногих метров до нескольких десятков метров, повторяющий линию поверхностного обнажения пласта.

Во втором случае (фиг. 108, II) рудный пласт на большей или меньшей площади перекрывается маломощным слоем породы, которая, разрыхляясь в ходе выветривания, начинает пропускать кислород в подстилающий рудный пласт. Выветривание последнего сразу начинается на большой площади, причем идет в вертикальном направлении, сверху вниз, уходя в породы подошвы. Там, где мощность покровной толщи увеличивается, выветривание рудного пласта происходит лишь в верхней его части, а начиная с некоторой предельной мощности кровли прекращается совсем, ограничиваясь только надрудной толщей.

Нетрудно видеть, что гипергенное окисление южноукраинских руд относится ко второму, площадному типу. На площади Никопольского месторождения в кровле окисных руд залегают только выветрелые охристо-зеленые глины средней мощностью 2—3 м, максимальной — до 7—8 м; при большей мощности надрудные глины в своей нижней, соприкасающейся с рудой части становятся темно-серыми, а руда под ними карбонатной (Грязнов и др., 1964). На Больше-Токмакском месторождении мощность охристо-зеленых глин достигает 11 м. Там, где мощность надрудных глин превосходит 8—11 м, их нижние части становятся темно-серыми, а рудный пласт из окисного или окисно-карбонатного делается карбонатным. Все это полностью отвечает площадному типу окисления. Приуроченность перехода окисных руд в карбонатные к определенным изогипсам, разным у различных рудных площадей, контролируется, очевидно, мощностью надрудной выветрелой пачки. Большая ширина пологих окисных руд при пологом падении, меньшая — при крутом также определяются нарастанием мощностей надрудной толщи. Наконец, сами огромные размеры территории, занятой окисленными рудами, при отсутствии эрозионной расчлененности пласта могут возникнуть только при площадном типе гипергенного проникновения кислорода в руду. Таким образом, геологические соотношения рудного пласта и надрудных глин в области окисных и закисных южноукраинских руд полностью и без натяжек укладываются в схему площадного их выветривания с проникновением кислорода сверху вниз.

6. Карбонатные руды и следы изменений их в области дальнего выклинивания

В предыдущем изложении мы оперировали зоной карбонатных руд в целом, не детализируя ее. В действительности же она построена сложнее и несет в себе признаки некоторой зональности. Если ограничиться только Западным и Грушевско-Басанским месторождениями, у которых зоны дальнего выклинивания уничтожены эрозией, то на сохранившихся участках карбонатных руд состав их пестрый (табл. 94, фиг. 109). Одни точки лежат в пределах поля кальциевого родохрозита, другие — в пределах манганокальцита. Эти же два минерала в разных соотношениях диагностируются оптическим, термическим и рентгеноструктурным методами.

Вместе с тем чрезвычайно характерно, что, несмотря на значительные колебания состава карбонатной фазы на очень близких расстояниях, в

Состав (в %) карбонатных Мп руд

№ образца	Тип породы	Минеральный нерастворимый остаток	SiO ₂ кварц	SiO ₂ аутиг. аморфн.	Сумма карбонатов (от рудной породы)
70056	Общая масса руды	49,36	32,96	1,28	43,11
70156	То же	15,27	1,56	0,38	72,72
70176	Общая масса карбонатно-манганитовая	15,49	—	—	79,70
70186	То же	52,84	—	—	24,39
7023а	Окисленный участок руды	28,14	—	—	61,00
7023б	Неизменный свежий участок руды	18,33	7,94	0,64	73,84
7030а	Вещество стяжения	9,80	2,40	0,58	82,55
7030б	Кавернозно-ноздреватая разность руды	9,86	3,52	0,28	77,18
7031а	Темно-серая кремнисто-карбонатная составляющая руды	6,29	1,26	0,22	84,47
7031б	Глинисто-карбонатная светло-серая составляющая руды	9,39	2,04	0,56	83,80
7032а	То же, темно-серая	8,29	2,90	—	54,15
7032б	Общая темно-серая кремнисто-карбонатная масса	9,07	2,50	0,58	84,29
7033б	То же	7,39	1,80	0,40	86,96
7034б	Общая масса руды	8,21	2,26	0,40	77,30
7034а	Темно-серое кремнисто-карбонатное вещество	6,84	1,80	0,14	85,36
3406	Карбонатная руда	6,72	0,74	0,88	85,74
2415	То же	10,94	4,16	0,86	82,56
2116	»	10,88	2,72	—	83,52
3400б	То же (основная масса)	18,41	—	—	72,78
2449	Карбонатная руда	21,07	—	—	71,68
2450	Основная масса карбонатно-манганитовой руды	12,45	—	—	79,60
2452б	Карбонатная руда (основная масса)	25,75	—	—	63,72
2476б	Карбонатная руда с участками окисления	13,18	—	—	64,76
2368	То же	17,77	—	—	76,67
2115	Окисленная руда	14,81	—	—	77,82
2117	То же	11,18	—	—	80,03
1010а	Карбонатно-манганитовая руда	14,58	—	—	77,22
1064б	Окисленная карбонатная основная масса руды	54,41	—	—	29,73
1065б	Окисленная карбонатно-глинистая основная масса руды	49,18	—	—	34,65
1158	Окисленная карбонатная руда	15,75	—	—	76,82

целом внутри карбонатной зоны Западной и Грушевско-Басанской площадей нет отчетливо направленного изменения руд в сторону дальнего выклинивания.

На Больше-Токмакском месторождении дело обстоит сложнее. В области дальнего выклинивания на площади уже забалансовых руд состав карбонатных минералов начинает характерно меняться (табл. 95). Так, в скв. 604, расположенной в 2 км западнее рудной залежи, юго-восточнее с. Астраханки, строго на уровне рудного пласта (т. е. на границе песчано-алевритовых пород и вышележащих глин) обнаружены конкреции, резко обогащенные железом и одновременно обедненные марганцем.

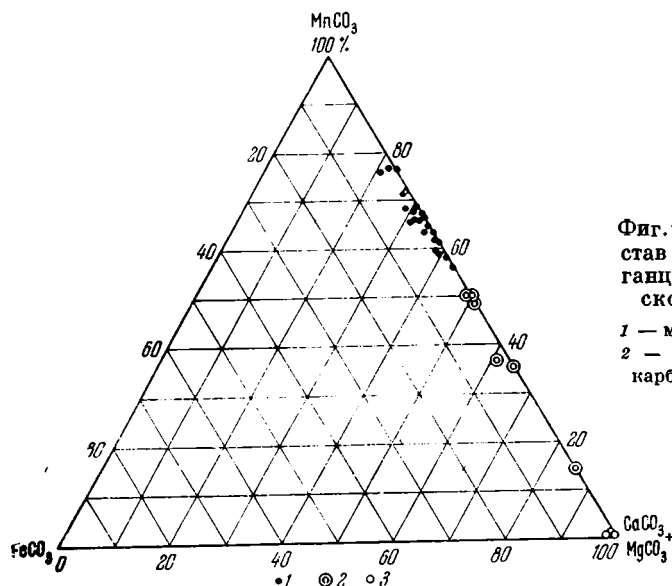
Южно-Украинских месторождений

От суммы карбонатов				Са ₂ (PO ₄) ₂	Mn _{цал}	Fe _{цал}	Mn : Fe
MnCO ₃	FeCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃				
64,97	0,54	29,74	4,75	0,20	3,00	13,67	0,22
72,02	0,32	23,84	3,82	0,13	26,67	5,10	5,23
14,92	—	81,54	3,54	0,28	6,20	0,72	8,61
64,25	—	35,75	—	—	21,60	2,34	9,23
50,51	—	47,36	2,13	—	22,75	0,91	25,00
48,18	—	48,56	3,26	0,31	17,02	0,93	18,30
68,33	1,11	27,13	3,43	0,04	27,26	0,90	30,29
66,13	1,80	28,60	3,47	3,14	24,71	1,14	21,68
58,88	1,32	36,27	3,53	1,20	23,80	1,08	22,04
37,70	2,23	55,15	4,92	0,11	15,60	1,41	11,06
59,87	1,75	35,65	2,73	10,81	15,50	1,02	15,20
71,41	1,09	26,77	0,73	0,09	28,98	0,94	30,83
77,02	1,05	20,00	1,93	0,06	32,24	0,87	37,06
63,75	1,50	33,90	0,85	5,20	23,75	1,26	18,85
66,04	1,49	30,09	2,38	0,81	27,05	1,06	25,52
75,69	2,83	19,40	2,08	0,19	30,92	2,16	14,31
66,07	2,40	28,77	2,76	0,17	26,76	1,44	18,58
67,72	1,10	27,73	3,45	0,17	27,22	0,96	28,35
55,84	0,31	43,07	0,78	0,20	20,32	1,73	11,74
61,80	0,54	34,27	3,39	0,20	22,45	0,72	31,18
63,67	—	32,55	3,78	0,20	25,52	0,60	42,53
76,58	—	18,36	5,06	0,70	24,41	1,44	16,95
66,85	—	31,64	1,51	7,40	27,15	0,96	28,28
58,43	0,35	35,92	5,30	0,11	21,43	0,72	29,76
68,81	0,17	24,89	6,13	0,09	25,61	2,16	11,85
68,41	2,57	22,96	6,06	1,51	26,31	1,92	13,70
35,20	—	61,95	2,85	—	16,37	0,60	27,28
61,59	—	28,56	9,85	0,17	10,12	2,55	3,97
67,24	—	24,80	7,96	0,50	13,38	2,55	5,25
50,03	—	44,28	5,69	0,30	19,81	0,84	23,58

«Карбонатная порода, встреченная в скв. 604 в интервале 126,5—126,57 м,— пишет В. И. Грязнов,— внешне напоминает мергель или мергелистую глину. Цвет ее светло-палевый, излом неровный, порода однородная, неслоистая, с 10%-ной соляной кислотой реагирует очень слабо, но при нагревании в том же растворе бурно вскипает.

Структура породы алевропелитовая: основная масса, состоящая из зерен карбоната размером в тысячные доли миллиметра и чешуек глинистых минералов, включает до 5% алевроитовых частиц в виде угловатых, реже слабо округленных кварцевых зерен размером 0,5—0,1 мм и до 1% глауконитовых зерен тех же размеров, но округлых, часто лапчатых.

В зернах глауконита и среди основной карбонатной массы имеются точечные хлопьевидные включения сульфидов железа... Судя по кривым нагревания, можно считать, что в породе из скв. 604 преобладает карбонат железа и марганца из ряда манганосидерит — олигонит. Он содержит около 65 молекулярных процентов FeCO_3 и около 35% MnCO_3 ... Таким



Фиг.109. Химический состав карбонатных марганцевых руд Никопольского месторождения

1 — марганцевые руды;
2 — марганцево-кальциевые карбонаты; 3 — кальцит

образом... по мере удаления от кристаллического щита в сторону Причерноморской впадины... состав диагенетических карбонатов в общем изменяется... в сторону манганосидерита и сидерита» (Грязнов и др., 1964, стр. 251, 252).

Таблица 95

Химический состав руд в области дальнего выклинивания
Больше-Токмакского месторождения (по В. И. Грязнову и др., 1964)

Компонент	Обр. 1 (скв. 604)	Обр. 2 (Серогозы)	Обр. 3 (совхоз «Перемо- жец»)	Компонент	Обр. 1 (скв. 604)	Обр. 2 (Серогозы)	Обр. 3 (совхоз «Перемо- жец»)
SiO_2	20,78	22,00	8,52	$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$.	—	0,63	0,81
TiO_2	—	0,03	—	P_2O_5	0,29	0,33	1,41
Al_2O_3	2,74	2,68	1,34	SO_3	0,2	0,63	0,13
Fe_2O_3	3,46	3,68	4,28	H_2O	1,52	1,02	0,94
FeO	22,25	14,93	32,31	П. п. п. . . .	24,06	25,66	32,10
MnO	12,95	10,76	6,25				
CaO	3,4	14,88	6,35	Сумма	93,78	100,21	98,72
MgO	2,11	2,8	4,23				

К сожалению, мы пока не в состоянии наметить пространственное положение манганосидеритовой зоны и ее сочленение с родохрозитовой по простиранию. Вероятно, оно проходит через промежуточную олигонитовую зону.

Не менее интересен состав карбонатных конкреций на площади самого Больше-Токмакского месторождения, залегающих линзами мощностью 5—10 см в нескольких метрах выше рудного пласта. Как показывают

анализы (см. табл. 95) и термограммы, «в обр. 2 из скважины на ст. Серогозы присутствуют по крайней мере два карбонатных минерала: а) сидерит или манганосидерит; б) манганокальцит. В породе из Акимовского района карбонат представлен манганосидеритом с незначительной примесью кальцита» (Грязнов и др., 1964, стр. 252). Эти находки доказывают, что родохрозитовый рудный пласт не только в зоне дальнего выклинивания и постепенного убывания рудных концентраций переходит в область олигонита, манганосидерита и сидерита, но и по вертикали сменяется «оболочкой» карбонатов того же состава со все убывающими концентрациями Mn (вплоть до кларковых).

К сожалению, это принципиально важное и интереснейшее проявление минералогической зональности в области дальнего выклинивания рудного пласта из-за отсутствия нужного каменного материала не могло подвергнуться детальному исследованию. Актуальность таких работ для геохимии марганцеворудного процесса едва ли нужно доказывать.

7. Генетическая природа современной минералогической зональности на Южно-Украинских месторождениях и время ее образования

Итак, современная минералогическая зональность южно-украинских руд имеет сложное происхождение.

Окисные руды зоны ближнего выклинивания во всех месторождениях представляют собой кору выветривания с реликтами прежде развитых здесь манганитовых и карбонатных руд. По мере же перехода в более внутренние и глубже опущенные части месторождений из-под коры во все большей степени проступают неизменные карбонатные руды с некоторой примесью манганита. Этими неизменными рудами сложены нижние по падению части рудных площадей — Западной, Грушевско-Басанской и подавляющая часть Больше-Токмакской.

Когда же возникли карбонатные руды и встречающийся среди них манганит? В предыдущей главе было показано, что рудообразующие участки нижнеолигоценового моря на Южной Украине обладали нормальным кислородным режимом, т. е. были хорошо аэрированы до дна. Это означает, что первичный марганцовый осадок мог быть только высокоокисленным, типа псиломелана, т. е. таким же, какой свойствен современным хорошо аэрируемым марганцеворудным бассейнам. Манганитовым, а тем более карбонатным рудный осадок мог стать только в результате диагенетических преобразований. Таким образом, *те неизменные руды, которые проступают из-под коры выветривания в более опущенных частях месторождений, суть руды минералогически сформированные на стадии диагенеза.*

Каких-либо следов седиментационных марганцовых минералов и седиментационной минералогической зональности руд, если только она когда-либо была, в современных южноукраинских рудах нет. Они стерты процессами диагенеза.

Если это так, то с неизбежностью возникают два взаимосвязанных вопроса: 1) что представляли собой южноукраинские руды по завершении диагенеза? Какая зональность могла в них существовать? и 2) Когда началось и как развивалось в дальнейшем их гипергенное преобразование?

По крайней мере на крупных площадях южноукраинских руд диагенетически сформированная зональность имела, по-видимому, такой вид. В зоне ближнего выклинивания это была более или менее широкая полоса переслаивания карбонатных и манганитовых руд с преобладанием первых над вторыми. К средней части месторождения манганитовые руды все более уступали место карбонатным, сохраняясь лишь в основании

рудного горизонта. На нижней по падению части месторождения были развиты практически лишь карбонатные руды, причем на большей площади своего распространения они представлены кальциево-родохрозитовыми и марганецкальцитовыми разностями, в области же дальнего выклинивания за пределами собственно рудного пласта сменялись олигонитовыми. Последние в еще большем удалении от берега вытеснялись марганцовистыми сидеритами.

Особенностью Больше-Токмакского месторождения в этой общей схеме являлось очень слабое развитие марганитовых руд и присутствие на всей площади практически лишь руд карбонатных, родохрозитовых, с замещением их олигонитовыми в зоне дальнего выклинивания. Только в основании рудного пласта, по крайней мере на ближнем выклинивании, все же встречались марганитовые пизолиты, конкреции, желваки, кусковые разности и даже небольшие участки сплошной марганитовой руды.

Резкое преобладание на Больше-Токмакской площади практически карбонатных руд объясняется, по-видимому, тем, что рудный пласт в целом здесь первично был дальше сдвинут в область тонкозернистых отложений, чем на Западной и Грушевско-Басанской площадях.

Гипергенное окисление в области ближнего выклинивания месторождений началось очень скоро после их сформирования и повторялось неоднократно в последующей истории.

Непосредственно после отложения рудного пласта бассейн в области рудоотложения обмелел и тонкие глины сменились на Покровском участке Западной рудоносной площади, а также на восточной окраине Больше-Токмакского месторождения грубым песчаным материалом; в других случаях отмечается волнистый контакт между рудным пластом и покрывающими его глинами. Но окисление в это время проявилось, вероятно, ничтожно. Главным периодом гипергенных изменений было миоценовое время. В самом деле, ниже- и среднемиоценовый размывы рудного пласта известны в Никопольском, Больше-Токмакском районах и на междуречье Днепр — Ингулец. В ряде мест близ северной границы залежей рудный пласт замещен среднемиоценовыми песками и глинами или же эти породы лежат в его кровле с резким контактом и следами переротложения частиц. В результате миоценовых размывов была в основном определена северная граница современного распространения руд между реками Ингулец и Конка. Сарматские размывы особенно сильно проявились в западной части Южно-Украинского бассейна, в междуречье Днепр — Ингулец и западнее, где отложения этого времени в ряде пунктов служат кровлей рудного пласта либо располагаются на эоценовых породах. Именно в это время, вероятно, более или менее крупная марганцеворудная площадь по р. Ингулец была превращена в ту серию лоскутных остатков, какие сейчас в этом регионе наблюдаются.

Параллельно с эрозией рудного пласта имела место резкая денудация надрудных глин, уменьшившая их мощность в зоне ближнего выклинивания до немногих метров. Этот тонкий покров был сильно выветрен, серые надрудные глины превратились в яблочно-зеленые, разрыхлились и пропускали кислород в нижележащий рудный пласт. Последний подвергся интенсивному площадному выветриванию, в результате которого возникли современные зоны окисных и переходных руд.

Эрозия рудного пласта широко проявилась и в четвертичное время. Именно тогда в основном обособились Сулицкий, Коминтерн-Марьевский, Максимо-Тимошевский, Закаменский, Новоселовский и Николаевский участки. В результате размывающей работы Днепра в четвертичное время значительно сократилась площадь распространения руд между Больше-Токмакским и Грушевско-Басанским месторождениями. Но характер выветривания в это время был не площадной, а латеральный и потому эффективность его по сравнению с миоценовым малая.

В позднечетвертичное и голоценовое время в связи с повышением базиса эрозии размыв рудных площадей прекратился; район Южно-Украинских месторождений был затянута сплошным покровом суглинков, и месторождения превратились в закрытые.

Итак, современная зона окисленных руд есть суммарный результат неоднократно повторявшихся гипергенных воздействий на рудный пласт. В промежутках между периодами выветривания руды перекрывались новыми осадками, изолировавшими их от воздействия кислорода. Вполне вероятно, что в такие эпохи изоляции на отдельных участках окисных руд под влиянием пропитывавших их вод вновь возникали слабо восстановительные условия, и вещество, недавно изменявшееся в сторону прогрессирующего окисления, не только переставало окисляться, но даже испытывало некоторую редукцию. Манганит, исчезнув из рудного пласта, частично и локально возрождался в нем в виде манганита вторичного, развивавшегося по псиломеланам и вадам. Отсюда те сложные и противоречивые соотношения этих двух минералов в южноукраинских рудах, о которых говорилось выше.

8. Минералогическая зональность руд в Чиатурском месторождении и ее генезис

Чиатурское месторождение в своем современном виде представляет собой рудную площадь, подвергшуюся крупным разрушениям.

С юго-запада месторождение обрезано Главным сбросом северо-западного простирания, к югу от которого рудоносная свита смыта во время трансгрессии чокракского моря. За северной окраиной месторождения подстилающая меловая толща в плиоцене на десятки километров была собрана в крутые приподнятые складки широтного простирания; залегавшие же на меловых породах третичные толщи вместе с марганцевыми рудами подверглись размыву. В четвертичное время р. Квирила с ее притоками разрежала некогда сплошное рудное поле на отдельные куски — нагорья, т. е. водораздельные участки между водными артериями (фиг. 110); при этом дополнительно была уничтожена большая масса руды. Представление о разрушении месторождения дает сопоставление следующих цифр: площадь сохранившегося рудного поля составляет 85 км^2 , общая же площадь месторождения до эрозии его р. Квирилой с притоками — 124 км^2 .

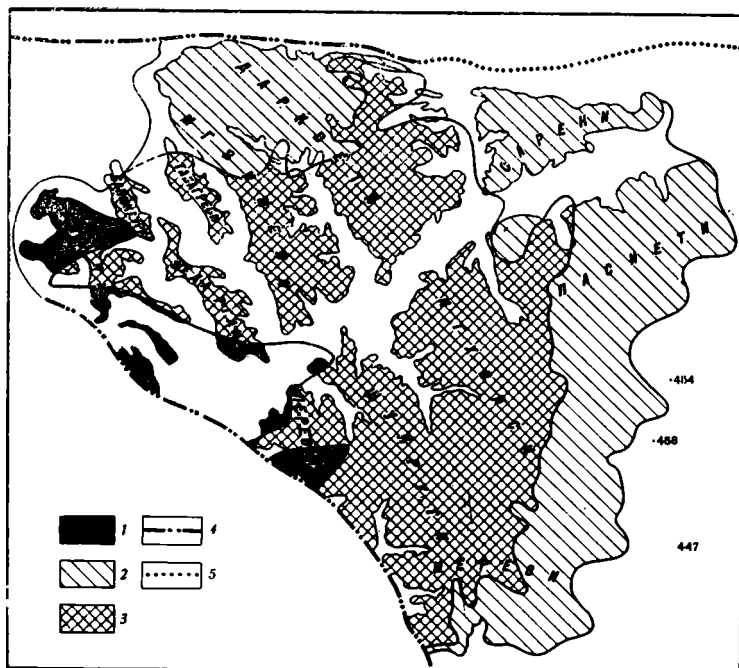
Таким образом, Чиатурское месторождение принадлежит к числу раскрытых в настоящее время, Южно-Украинские же — к числу закрытых, но неоднократно раскрывавшихся в неогене и в четвертичное время.

В момент отложения марганценосных осадков рудоносный горизонт представлял собой пластовую залежь более или менее изометрических очертаний, у которой ближнее выклинивание было на юго-западе, к западу от Главного сброса, а дальнее — на севере и востоке; в направлении к дальнему выклиниванию залежь постепенно погружалась на северо-восток.

Напомним, что в разрезе Чиатурского месторождения А. Г. Бетехтин (1936, 1937а, 1946, 1964) различает две пачки: нижнюю, содержащую главную массу промышленных типов руд, и верхнюю, более бедную промышленными рудами. Разделяет их тонкий (мощностью до 1—2, иногда до 5 см) прослой желтоватого или красно-бурого цвета, представленный главным образом гидроокислами железа (гетитом, местами гидрогетитом), а в глубине нагорий — железистыми хлоритами и глаукоцитом. Он устанавливается почти по всему району месторождения и выделяется тем, что железистые отложения в марганценосных отложениях являются редкостью.

В пределах месторождения А. Г. Бетехтиным впервые была описана характерная минералогическая зональность руд.

Вблизи Главного сброса, на участке Ргани, Кведа-Ргани и частично Зеда-Ргани, а также в западной части Перевиси (см. фиг. 110) в нижней серии развиты исключительно окисные руды, сложенные пиролюзитом и псиломеланом; они отличаются также большой величиной оолитов и пизолитов (до 5 мм). По мере удаления от бывшей береговой линии в составе окисных руд чаще встречается манганит (так называемая «бурая белта»).



Фиг. 110. Распределение окисных и карбонатных руд в Чнатурском месторождении (составил Л. Е. Штеренберг)

1 — окисные руды; 2 — карбонатные руды; 3 — смешанные руды (карбонатные и окисные в одном разрезе); 4 — линии тектонических нарушений; 5 — то же, предполагаемые

Манганитовые руды развиты в основном на нагорьях Зеда-Ргани, Итхвисси, Дарквети, Перевиси, Шукрути и особенно Мгвимеви, где местами весь разрез нижней рудоносной пачки представлен сплошными манганитовыми рудами.

Севернее в той же нижней пачке внутри манганитовых руд появляются манганокальцитовый и родохрозитовый цемент и оолиты того же состава. Еще далее на северо-восток количество манганитовых руд уменьшается местами до полного исчезновения и окисные руды сменяются карбонатными. В последних появляются примеси сульфидов железа; одновременно они обогащаются фосфором.

В верхней более бедной серии рудоносных прослоев наблюдается аналогичная смена типов руд с той лишь разницей, что она происходит на более коротких расстояниях. Прослой окисных руд в этой серии устанавливаются лишь на отдельных участках Ргани и Перевиси, причем они представлены в основном манганитовыми рудами и их окисленными разновидностями («черной белтой»). Но наряду с ними здесь встречаются прослой, содержащие желваковые карбонатные руды или их окисленные разновидности. На некоторых нагорьях (Зеда-Ргани и особенно Мгвимеви, Дарквети,

Итхвиси и др.) верхняя серия рудоносных слоев представлена целиком карбонатными рудами.

Химико-минералогический состав окисных и карбонатных руд показан в таблицах 96 и 97 (химические работы сопровождались изучением шлифов и термическими, а частично и рентгеновскими анализами).

Обратимся теперь к стадийному анализу чиатурских руд (фиг. 111).

А. Г. Бетехтин и грузинские геологи, изучавшие Чиатуры, уже давно выделили среди руд две генетические группы: первично-осадочные и окисленные руды.

Вторая из этих групп целиком относится к числу гипергенно измененных.

«Руды этого типа устанавливаются на выходах карбонатных руд на дневную поверхность. Интенсивное окисление карбонатных руд приводит к образованию сравнительно легких по весу сильно-пористых руд красно-коричневого цвета. Минералогически эти руды представлены главным образом гидратом двуокиси марганца — вернадитом (красно-бурого цвета), отчасти гидроокислами железа, опалом и реликтовыми минералами первичных руд (кластическим материалом, баритом и др.).

К окисленным рудам относится также и «черная белта», приуроченная к выходам марганцевых руд на дневную поверхность или к трещинам в глубине подземных выработок. По мере удаления в глубь массивов «черная белта», как не раз наблюдалось, сменяется «бурой белтой». Эти факты и ряд других, несомненно, говорят о поверхностном окислении «бурой белты», т. е. превращении манганита в пиролюзит (Бетехтин, 1964, 72—73).

«Граница распространения окисленных руд, образовавшихся за счет карбонатных, в общем следует контурам выхода марганценового горизонта на поверхность, но является крайне прихотливой. Ширина зоны окисления колеблется от нескольких до десятков метров. Иногда окисленные руды устанавливаются бурением на расстоянии 200 м от выхода марганценового горизонта. Очевидно, это явление связано с характером трещиноватости вышележащих пород, по которым могут проникать окисляющие поверхностные воды» (там же, стр. 44).

«Общая протяженность линии выхода марганценового горизонта на дневную поверхность огромна, поэтому, естественно, окисленные руды составляют значительную часть запасов руд Чиатурского месторождения: на 1 января 1959 г. их доля в балансовых запасах руд составляла 14%» (там же; стр. 64).

Из этих данных вытекает, что образование окисленных руд на Чиатурском месторождении происходит не по площадному типу, как в Южно-Украинском бассейне, а по отчетливо выраженному латеральному, что и определяет малую ширину зоны их распространения (фиг. 112). Однако встает вопрос: всюду ли на Чиатурах гипергенное окисление ограничивается только описанной полосой окисленных руд?

По представлениям А. Г. Бетехтина, Г. А. Авалиани и др. (1964), все окисные руды, не входящие в группу окисленных, являются первично-осадочными. «Этот тип руд, — пишут они, — резко преобладает над всеми остальными, составляя в балансовых запасах месторождения на 1 января 1959 г. около 47%. Среди них по физическим свойствам различаются две разновидности: а) руды с твердыми оолитами, т. е. с шаровидными мелкими стяжениями с твердостью 4—5, имеющими в изломе стальню-серый оттенок; минералогически они представлены псиломеланом и пиролюзитом; б) руды с мягкими оолитами с твердостью 1—3, имеющие в разломе матовый неметаллический вид. В свою очередь они разделяются на руды бурые (манганитовые), называемые «бурой белтой», и черные (пиролюзитовые, т. е. богатые перекисью марганца) — «черная белта» (Бетехтин, Авалиани и др., 1964, стр. 65).

Химический состав (в %) окисных руд Чантурского месторождения

Тип руды	Основной рудный минерал	Содержание компонентов		MnO	MnO ₂	Формула	Активный кислород (O ₂)	Mnвал	Feвал	Mn : Fe
		терригенных	рудных							
«Пласти»	Пирролюзит + гидроокислы марганца	34,70	65,30	1,8	61,6	MnO _{1,87}	11,34	40,82	1,11	36,7
Оолитовая сплошная	То же	15,40	84,60	6,5	75,5	MnO _{1,91}	11,33	49,75	1,22	40,7
То же	»	6,50	93,50	4,0	82,9	MnO _{1,96}	15,20	55,00	0,58	94,7
»	Пирролюзит	29,10	70,90	—	—	—	—	42,90	1,41	30,4
»	»	23,20	71,80	—	—	—	—	43,51	0,58	75,1
»	Пирролюзит + гидроокислы марганца	31,00	69,00	1,17	65,4	MnO ₂	12,04	43,69	0,77	56,7
»	То же	36,00	64,00	7,7	67,6	MnO _{1,88}	12,40	38,76	1,73	22,4
»	»	21,60	78,40	5,6	71,8	MnO _{1,92}	13,20	47,43	1,09	43,5
«Черная белта»	Пирролюзит	28,00	72,00	1,0	81,7	MnO ₂	15,00	49,98	0,77	64,9
Оолитовая сплошная	Пирролюзит + гидроокислы марганца	16,70	83,30	15,1	50,2	MnO _{1,78}	9,24	52,06	0,45	115,6
То же	Пирролюзит	86,80	13,20	—	10,3	MnO ₂	1,89	8,36	0,97	8,6
Цемент оолитовой руды	»	81,70	18,30	—	21,28	MnO ₂	3,90	11,57	Не опр.	—
Оолитовая сплошная	Пирролюзит + гидроокислы марганца	7,50	92,50	7,6	84,0	MnO _{1,94}	15,40	58,48	0,33	177,0
То же	Манганит	18,40	82,60	33,4	41,7	MnO _{1,51}	7,67	51,02	1,02	50,0
Тонкозернистая сплошная	»	26,90	73,10	30,3	37,04	MnO _{1,50}	6,81	45,73	1,20	38,1
То же	Пирролюзит	14,60	85,40	—	40,30	MnO ₂	7,40	54,08	1,02	53,0
Оолитовая сплошная	»	6,30	93,70	—	43,50	MnO ₂	8,00	59,32	0,60	98,8
То же	Манганит	32,50	67,50	27,6	36,90	MnO _{1,55}	6,79	40,91	0,91	44,9
»	Пирролюзит + гидроокислы марганца	24,80	75,20	9,9	55,10	MnO _{1,87}	10,14	45,56	0,99	46,0
«Пласти»	Манганит + гидроокислы марганца	31,90	68,10	22,0	37,80	MnO _{1,67}	6,95	41,26	0,96	42,9

Т а б л и ц а 96 (окончание)

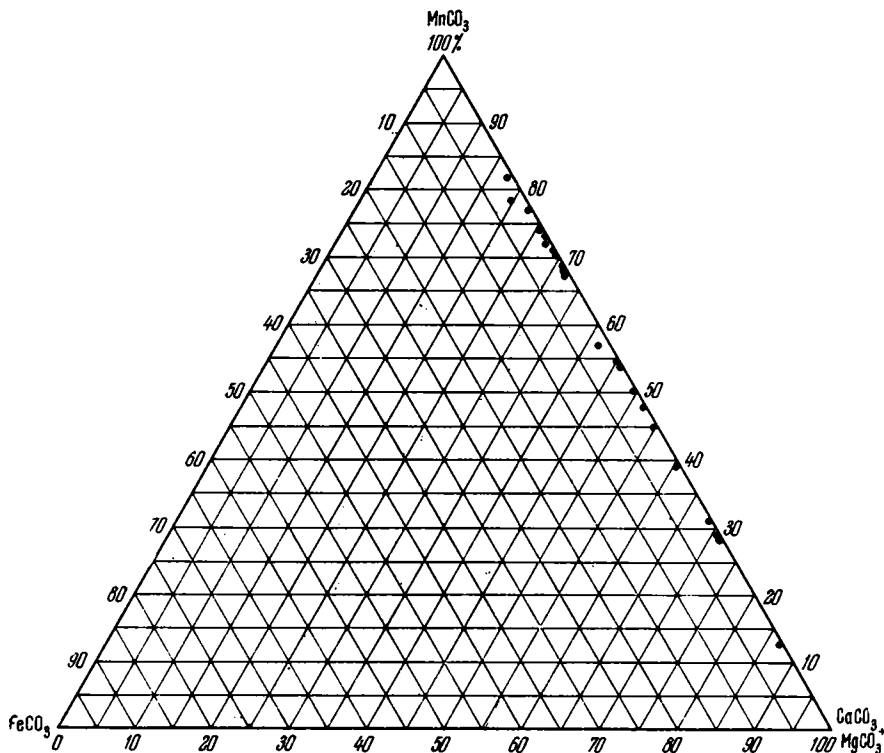
Тип руды	Основной рудный минерал	Содержание компонентов		MnO	MnO ₂	Формула	Актив- ный кислород (O ₂)	Mn _{вал}	Fe _{вал}	Mn : Fe
		терри- генных	рудных							
«Пласти»	Манганит	20,30	79,70	28,1	41,2	MnO _{1,53}	7,58	48,30	0,57	84,3
»	»	23,30	77,70	29,1	38,3	MnO _{1,52}	7,05	47,07	0,84	56,0
»	»	21,00	79,00	30,8	40,9	MnO _{1,53}	7,50	47,85	0,57	83,9
»	»	17,20	82,80	29,1	44,1	MnO _{1,57}	8,10	50,17	0,61	82,2
»	Гидроокислы марганца (вер- надит?)	46,50	53,50	3,1	49,1	MnO _{1,92}	9,03	33,45	2,34	14,2
»	То же	33,30	61,70	5,4	50,3	MnO _{1,89}	9,26	37,37	0,44	84,9
Оолитовая сплошная	Манганит + гидроокислы мар- ганца	7,90	92,10	32,10	47,6	MnO _{1,56}	8,70	55,80	0,44	126,7
То же	То же	3,60	96,40	35,2	47,8	MnO _{1,56}	8,70	58,44	0,44	132,8
»	»	13,60	86,40	32,2	43,1	MnO _{1,54}	7,90	52,37	0,60	87,2
»	Пирролюзит	10,20	89,80	0,04	86,15	MnO ₂	15,85	54,43	0,33	164,9
»	Гидроокислы марганца	43,70	56,30	6,7	47,4	MnO _{1,86}	8,72	34,10	0,97	35,1
Тонкосернистая конкре- ционная	Манганит	22,10	77,90	30,2	41,8	MnO _{1,54}	7,69	47,70	1,11	43,0
Отдельные оолиты	»	52,20	47,80	14,4	20,0	MnO _{1,53}	3,68	28,95	2,23	12,9
«Сацхрили»	Манганит + гидроокислы мар- ганца	43,70	56,30	18,8	30,6	MnO _{1,59}	5,60	34,10	0,97	36,1

Химический состав (в %) карбонатных руд Циатурского месторождения

Таблица 97

Тип руды	Основные рудные минералы	Содержание компонентов		Сумма карбонатов	MnCO ₃	CaCO ₃	FeCO ₃	MgCO ₃	Ca ₃ (PO ₄) ₂	SiO ₂ аморфная в составе руд	Mn вал	Fe вал	Mn : Fe
		минеральный нерастворимый остаток	рудных		от суммы карбонатов								
Оолитовая сплошная	Кальциевый родохрозит + кальцит	31,41	53,32	53,19	78,8	15,8	1,80	3,6	0,13	—	20,24	1,07	18,9
То же	То же	9,05	82,84	82,77	54,0	42,6	0,90	2,5	0,07	—	21,36	0,93	22,8
Тонкозернистая, конкреционная	Манганокальцит + кальциевый родохрозит + кальций	10,00	84,38	83,68	54,7	41,4	0,40	3,5	0,70	—	22,01	0,75	29,3
То же	Манганокальцит + кальциевый родохрозит	22,31	57,70	54,78	67,9	32,1	—	—	2,89	2,30	21,49	0,70	30,7
»	Кальциевый родохрозит	35,81	56,78	56,68	81,9	16,1	0,70	1,3	—	3,22	22,22	0,58	38,3
Оолитовая конкреция	Кальциевый родохрозит + кальцит	11,49	82,84	82,80	44,73	47,3	0,57	7,4	0,04	—	17,76	0,87	20,4
Тонкозернистая, сплошная	Кальцит, манганокальциевый родохрозит	9,58	86,42	86,40	28,7	57,4	0,40	13,5	0,02	—	12,04	0,49	24,5
Песчаная, цементационная	Кальцит, кальциевый родохрозит, манганокальцит	32,53	62,44	62,29	11,6	81,2	0,70	6,5	0,15	—	3,55	0,96	3,70
Тонкозернистая, сплошная	Кальциевый родохрозит + манганокальцит	9,21	84,70	84,70	77,3	19,0	0,40	3,3	—	1,64	31,37	0,28	112,2
То же	Кальциевый родохрозит	14,56	75,82	75,80	73,3	21,7	0,40	4,6	0,02	—	26,85	0,45	59,4
Тонкозернистая, конкреционная	Кальцит + манганокальциевый родохрозит	18,50	4,6	74,60	39,1	58,1	0,60	2,2	—	1,02	26,71	0,55	48,5
То же	Кальциевый родохрозит + манганокальцит	12,64	0,60	80,60	69,1	27,5	0,10	3,3	—	1,58	26,68	0,46	58,0
»	То же	9,60	5,80	85,80	19,8	27,5	0,40	3,2	—	1,34	28,28	0,26	108,7
»	»	29,65	3,20	63,2	68,3	29,5	0,30	1,9	—	1,26	20,70	0,80	25,8
»	»	14,47	78,30	78,30	71,2	25,6	—	3,2	—	1,80	26,71	0,29	92,1
»	»	18,46	72,90	72,90	70,0	26,9	0,30	2,8	—	0,36	24,42	0,72	33,9
Оолитовая сплошная	»	8,87	82,90	82,90	74,4	22,7	—	2,9	—	0,32	29,72	0,50	59,4
То же	Кальциевый родохрозит + кальцит	7,66	87,92	87,90	50,4	45,0	0,30	4,3	0,02	—	21,15	0,61	34,6
»	То же	18,06	73,45	73,10	73,5	23,2	0,80	2,5	0,35	—	25,79	1,42	18,1
»	»	41,42	82,41	82,10	31,1	63,8	0,50	4,5	0,31	—	14,58	1,38	10,5
Тонкозернистая, конкреционная	»	12,73	84,04	83,30	29,4	69,1	0,1	1,4	0,74	—	12,39	0,66	18,7
То же	Кальциевый родохрозит + кальцит + манганокальцит	21,15	53,12	53,10	57,0	38,8	1,0	3,2	0,02	—	16,15	0,87	18,6
	Кальциевый родохрозит + манганокальцит	9,82	71,38	70,10	47,9	47,0	—	5,1	1,28	1,42	14,81	0,87	17,0

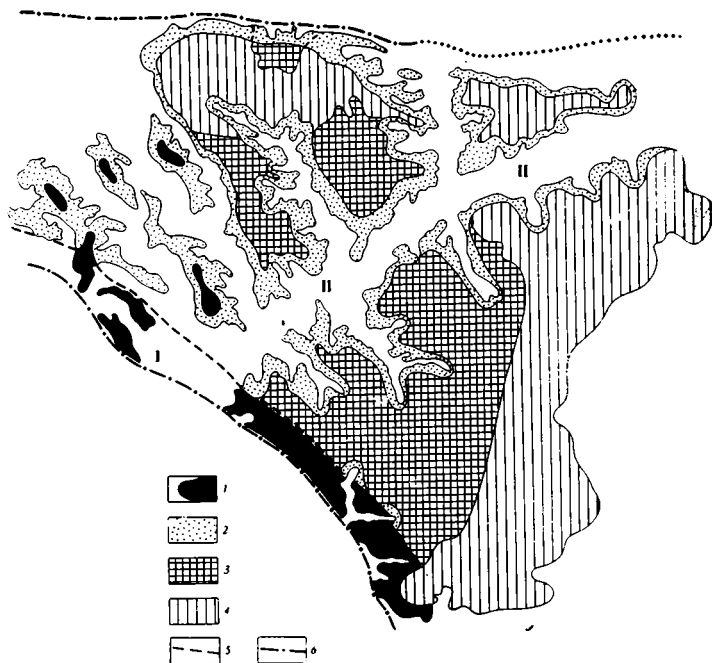
Такая трактовка, однако, противоречит ряду твердо установленных фактов. Выше указывалось, что пиролюзит в составе современных морских марганцевых накоплений полностью отсутствует, хотя они возникают в резко окислительных условиях. Пиролюзит в южноукраинских рудах по структурным соотношениям всегда вторичный, гипергенный минерал. Нет никаких оснований ставить пиролюзит чиатурских руд в особое положение и считать его первично-осадочным. Тем более, что в других местах книги авторы считают «черную белту», сложенную пиролюзитом (и псиломеланом?) продуктом окисления манганитовой «бурой



Фиг. 111. Химический состав карбонатных чиатурских руд
 (составил Л. Е. Штеренберг)

белты». Таким образом, из группы первично-осадочных окисных руд заведомо должны быть исключены и переведены в гипергенно окисленные все пиролюзитовые руды. Но пиролюзит в чиатурских рудах находится в теснейшей связи с псиломеланом: один минерал переходит в другой. «Изучение полированных шлифов неметаморфизованных руд показывает, что пиролюзит, как правило, образуется в результате раскристаллизации псиломелана. Можно наблюдать все стадии подобной раскристаллизации от скрытокристаллических структур до явно зернистых новообразований пиролюзита» (Бетехтин, Авалиани и др., 1964, стр. 79). Эти соотношения не оставляют сомнений в том, что псиломелан в чиатурских рудах, подобно псиломелану в рудах южноукраинских, является первой и относительно метастабильной фазой в выветривании манганитовых и карбонатных руд, поэтому пиролюзито-псиломелановые руды следует считать гипергенно окисленными. То обстоятельство, что окисные руды по карбонатным в зоне латерального выветривания представлены вернадитом, относящимся к группе псиломеланов, полностью подтверждает такую точку зрения.

Чрезвычайно интересна в связи с этим локализация пирролюзито-псиломелановых руд внутри месторождения. Мы видели выше, что они развиты в юго-западной части месторождения, в полосе, примыкающей к Главному сбросу, на нагорьях Ргани, Кведа-Ргани, частью Зеда-Ргани и на западной части Перевиси. Ширина этой полосы многократно превышает ширину зоны окисленных руд при латеральном типе выветривания и требует допущения, что в зоне пирролюзито-псиломелановых руд на Чиатурском месторождении действовало в основном выветривание площадного типа. На профиле через месторождение (фиг. 113) нетрудно видеть, что



Фиг. 112. Локализация окисных руд в Чиатурском месторождении

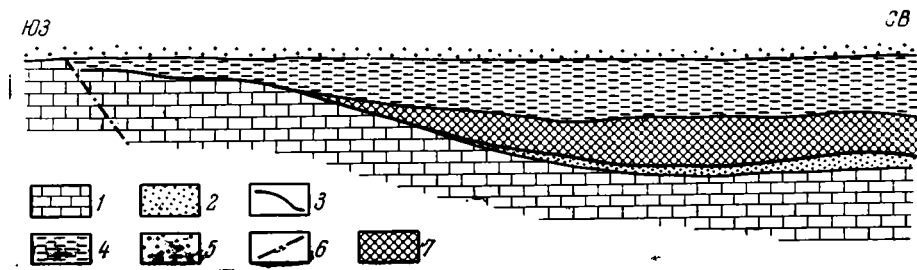
Зоны: I — действия площадного выветривания; II — действия главным образом латерального выветривания. 1 — окисленные руды, возникшие за счет площадного типа выветривания (пирролюзит-псиломелан-вернадитовые); 2 — окисленные руды, возникшие за счет латерального типа выветривания (пирролюзит-псиломелан-вернадитовые); 3 — сохранившиеся первично-окисные руды (манганитовые); 4 — сохранившиеся карбонатные руды; 5 — граница между зонами выветривания; 6 — разлом

как раз в неширокой приподнятой полосе, примыкающей к Главному сбросу, т. е. там, где развиты пирролюзито-псиломелановые руды, мощность кровли мала и, стало быть, налицо условия, благоприятные для развития площадного выветривания. Пирролюзито-псиломелановые руды и являются результатом этого процесса.

Суммируя сказанное, получаем, что на Чиатурском месторождении сочетаются латеральный и площадной типы гипергенного окисления. Господствует первый: он протекает на поверхностных выходах рудного пласта всех нагорий. Площадной тип имеет резко подчиненное значение и локализован лишь в относительно неширокой приподнятой полосе, примыкающей к Главному сбросу. Внутренние части нагорий (исключая Ргани, Кведа-Ргани, часть Перевиси), находясь вне осязательного влияния процессов выветривания, сохраняют донные те черты минералогического

состава и минералогической зональности, какие были созданы еще на стадии диагенеза. Они позволяют заглянуть в эту первичную зональность.

При сопоставлении этих выводов с теми, которые были получены при анализе гипергенеза южноукраинских рудных площадей, возникает парадоксальная, на первый взгляд, картина. В Южно-Украинском бассейне, в настоящее время закрытом, гипергенное окисление развито чрезвычайно широко, и окисленные руды на Западной и Грушевско-Басанской площадях составляют до половины рудных запасов. Первичная (диагенетическая) минералогическая зональность здесь резко нарушена, и мы только мысленно, по сохранившимся реликтам, можем ее реконструировать. Чиатурское месторождение сейчас полностью раскрыто, расчленено на куски и сильно разрушено эрозией, однако гипергенное окисление внутри нагорий развито слабо и центральные их участки позволяют



Фиг. 113. Схема строения олигоценовой толщи в Чиатурском месторождении (по А. Г. Бетехтину, 1937)

1 — верхнемеловые известняки; 2 — подрудные кварцевые пески и песчаники; 3 — марганцевый горизонт; 4 — сланцеватые спонголитовые породы; 5 — чокракские пески; 6 — Главный сброс; 7 — глины

видеть первичную зональность практически во всех ее звеньях. Эта парадоксальная ситуация объясняется тем, что гипергенный процесс в Южно-Украинском бассейне и Чиатурах протекал принципиально различно: у первого, с его равнинным рельефом платформы, — по площадному типу, по самой природе своей весьма эффективному, у второго, с более интенсивным рельефом, — по типу латерального, по природе своей мало действенному. Интенсивность гипергенного окисления руд в Южно-Украинских месторождениях усилена еще тем, что в послеолигоценое время длительные эпохи континентального выветривания повторялись не раз. Чиатурское же месторождение было раскрыто и стало эродироваться лишь в относительно недавнее время, когда возник бассейн р. Квирилы.

Рассмотрим теперь первичную (диагенетическую) зональность Чиатурского месторождения и выясним, что нового дает она при сравнении с реконструированной зональностью Южно-Украинских месторождений.

Первое, что нужно отметить, это развитие чисто окисной марганитовой фации, которая устанавливается в части нагорья Зеда-Ргани, северной части Перевиси, Шукрути и особенно Мгвимеви, где местами весь разрез нижней рудоносной пачки представлен сплошными марганитовыми рудами. Далее наблюдается совершенно постепенный переход марганитовой фации в марганито-карбонатную, в которой карбонат марганца имеет вначале характер примеси, а потом постепенно становится господствующим компонентом породы, а марганитовые оолиты играют роль все убывающей примеси, сцементированной кальциевым родохритом. Очень характерно изменяется состав карбонатных руд (см. табл. 97; фиг. 111). В пределах месторождения он представляет собой смесь кальциевого родохрита и марганокальцита, к которому подмешивается местами каль-

цит. Для этих руд типично ничтожное содержание FeCO_3 , входящего в изоморфную смесь. При прослеживании состава карбонатной руды вкрест простирания месторождения каких-либо направленных изменений состава карбонатов не отмечается. За пределами рудной площади, к востоку от нее, анализ нескольких карбонатных конкреций из скважин, расположенных на продолжении рудного горизонта, показал, что в составе их нет заметного обогащения FeCO_3 , но резко возрастает содержание CaCO_3 . Это означает, что в области дальнего выклинивания чиатурские Са-родохрозитовые руды переходят не в олигонитовые, а в манганокальцитовые, а на еще большем удалении от месторождения, вероятно, в чисто кальцитовые стяжения.

В целом новые черты диагенетической минералогической зональности в Чиатурах заключаются в сильном развитии в зоне ближнего выклинивания окисной манганитовой фации, а в зоне дальнего выклинивания — манганокальцитовых, а не олигонитовых и манганосидеритовых стяжений.

Чем же обусловлены эти своеобразные отличия минералогической зональности Чиатур от зональности руд Южно-Украинского бассейна?

Усиленное развитие диагенетических манганитовых фаций в Чиатурах связано, по-видимому, с их большей сдвинутостью в мелководную песчано-алевритовую зону осадка сравнительно с тем, как локализованы руды украинские (см. часть II, главу I). Что же касается замещения на дальнем выклинивании олигонитовой фации кальцитовой, то причиной является здесь несколько большая обогащенность вмещающих пород CaCO_3 . В этих условиях, как показала Э. В. Тимофеева (1963), карбонат железа становится иммобильным, перестает стягиваться в конкреции, и олигонитовые образования, естественно, замещаются кальциевыми, с некоторой примесью MnCO_3 .

9. Минералогическая зональность руд Мангышлакского месторождения и ее генезис

Мангышлакское месторождение располагается на северном борту Чакырганской синклинали, находящейся между Каратауской антиклиналью на севере и Беке-Башкудукским поднятием на юге. Общая площадь его 40—45 км², но современной эрозией оно сильно разрушено и расчленено на четыре участка. Западным является Сартаган (8,4 км²), восточнее следует Чакырган (4 км²), еще восточнее расположен Карагыз (5,3 км²) и самый восточный — Кзыл-Туран (около 27 км²).

Как и на других месторождениях, на Мангышлакском встречаются и окисные, и карбонатные руды.

Окисные руды сложены тонкодисперсным веществом, химический состав которого показан в табл. 98. По этим данным, а также по данным рентгенометрического, термического и других анализов, в рудах присутствуют в подавляющем большинстве случаев пиролюзит и минералы группы псиломелана-вада. В единичных случаях установлено присутствие манганита.

Карбонатные руды сложены кальциевым родохрозитом, состав которого представлен на табл. 99 и фиг. 114.

В распределении типов руд на площади месторождения наблюдается зональность. В северной части месторождения развиты окисные руды полосой шириной 1,8 км; южнее они сменяются переходной зоной смешанных руд шириной 0,5 км, где присутствуют и окисные, и карбонатные руды. Еще южнее залегают карбонатные руды, которые отвечают наиболее погруженным частям месторождения. В переходной зоне окисные руды приурочены главным образом к верхней части пласта. Здесь встречены конкреции, в которых внутренние части сложены слабо окисленными

Химический состав (в %) окисных руд Мангышлакского месторождения

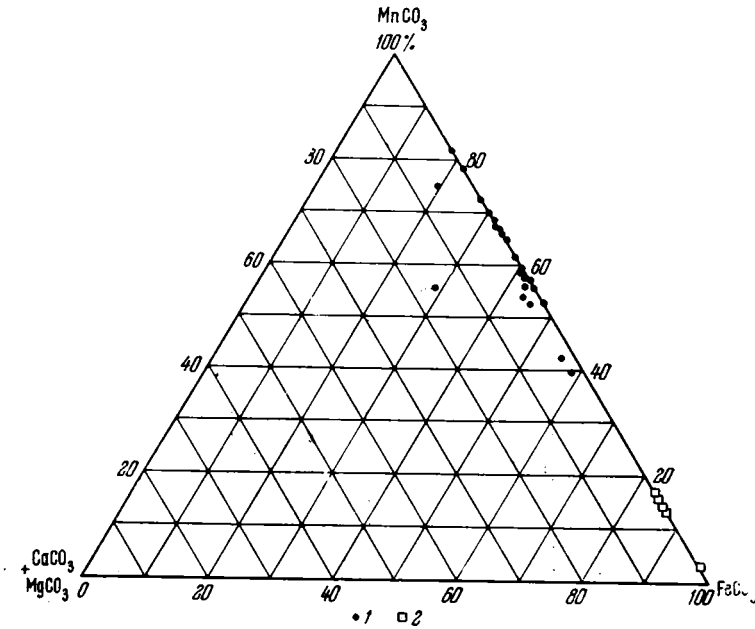
Таблица 98

Тип руды	Содержание компонентов		MnO	MnO ₂	Формула	O ₂ активн	Mnвал	Feвал	Mn : Fe
	терригенных	рудных							
Кусковые руды									
Черно-бурая, пиролюзитовая	68,34	31,66	0,58	31,04	MnO ₂	5,71	20,04	2,53	7,92
Буровато-черная, ожелезненная	87,28	12,72	1,19	10,73	MnO _{1,86}	1,97	7,71	6,34	1,22
Темно-серая	68,82	31,18	0,66	29,80	MnO _{1,95}	5,49	18,90	1,47	12,86
Темно-синяя	38,01	61,99	3,87	57,62	MnO _{1,97}	10,61	39,24	5,77	6,80
Синевато-серая, миндалевидная	32,22	67,78	2,11	69,49	MnO _{1,97}	12,79	42,90	2,56	16,76
То же	36,00	64,00	7,44	52,44	MnO _{1,86}	9,65	38,79	3,18	12,21
Буровато-коричневая, миндалевидная	80,81	19,19	0,99	17,19	MnO _{1,95}	3,16	11,63	5,83	1,99
Черная, пиролюзитовая, миндалевидная	81,47	18,53	Нет	18,53	MnO ₂	3,41	11,73	2,44	4,81
Конкреционные руды									
Темно-синяя крупноконкреционная	61,89	38,11	2,81	33,13	MnO _{1,9}	6,10	23,10	1,57	14,71
Темно-коричневая, крупноконкреционная, периферическая часть	79,59	20,41	1,64	18,33	MnO _{1,96}	3,37	12,84	2,99	4,29
То же	75,47	24,53	1,42	21,81	MnO _{1,92}	4,01	14,87	3,30	4,51
Синевато-серая, пиролюзитовая, центральная часть	37,43	62,57	0,83	61,68	MnO ₂	11,35	39,60	1,83	21,64
Буровато-черная, наружная оболочка	50,73	49,27	3,18	43,35	MnO _{1,94}	7,98	29,86	1,71	17,46
Черная, пиролюзитовая, средняя часть	46,22	53,78	0,40	54,21	MnO ₂	9,98	34,04	1,79	19,02
Серая, пиролюзитовая, центральная часть	28,85	71,15	0,89	70,20	MnO _{1,99}	12,92	45,03	1,40	32,16
Черно-синяя	22,62	77,38	7,02	49,01	MnO _{1,86}	9,12	46,90	2,75	17,05
Синевато-серая, крупноконкреционная, пиролюзитовая	71,31	28,69	Нет	28,63	MnO ₂	5,27	18,16	4,88	3,72
Среднеконкреционная	65,57	34,43	3,19	29,12	MnO _{1,89}	5,36	20,87	3,93	5,31
То же, пиролюзитовая	61,40	38,60	Нет	28,25	MnO ₂	5,20	23,43	2,44	9,60
Среднеконкреционная	62,13	37,87	4,08	31,31	MnO _{1,86}	5,76	22,95	2,57	8,93
Коричневато-черная, крупноконкреционная	62,05	37,95	2,33	33,59	MnO _{1,93}	6,18	23,0	2,59	8,88
Синевато-серая, псиломелановая	64,36	35,64	2,43	31,29	MnO _{1,94}	5,76	21,6	2,61	8,28
Коричневато-черная, псиломелановая	74,59	25,41	1,49	22,43	MnO _{1,93}	4,13	15,4	2,79	5,52
Синевато-серая, псевдопизолитовая, псиломелановая	68,32	31,68	3,16	26,31	MnO _{1,86}	4,84	19,2	2,61	7,36
Черная, пиролюзитовая	88,58	11,42	Нет	11,16	MnO ₂	2,05	7,23	2,37	3,05
Коричнево-черная	40,68	59,32	4,50	51,37	MnO _{1,92}	9,46	35,95	1,69	21,27
Цементационные и землистые руды									
Желто-бурая, цементационная	93,93	6,07	0,42	5,15	MnO ₂	0,95	3,84	8,11	0,47
Землистая, черная (псиломелан?)	81,60	18,40	1,06	16,35	MnO _{1,95}	3,01	11,15	2,84	3,93

**Химический состав (в %) кусково-конкреционных карбонатных руд
Мангышлакского месторождения**

Тип руды	Минераль- ный нераст- воримый остаток	Сумма кар- бонатов	От суммы карбонатов				$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	Mn:вал	Fe:вал	Mn : Fe
			MnCO_3	CaCO_3	MgCO_3	FeCO_3				
Оолитовая	19,68	71,34	58,68	39,97	0,62	0,73	—	22,52	1,42	15,86
Кусково-конкреционная	37,48	51,27	80,98	18,36	0,66	—	1,46	20,71	1,42	14,58
То же	29,26	66,56	74,83	18,01	1,39	5,77	—	21,69	3,95	5,49
Миндалевидная	23,99	69,39	64,77	34,51	0,72	—	—	21,30	1,28	16,64
То же	21,04	71,44	73,53	23,66	2,54	0,27	—	25,08	1,70	14,75
Кусково-конкреционная	22,68	73,0	59,60	36,40	2,21	1,79	—	18,55	3,95	4,7
Миндалевидная	36,17	53,13	52,70	43,76	3,54	—	0,35	15,6	2,03	7,68
Массивная	35,59	50,40	69,70	27,36	2,94	—	0,31	17,0	2,3	7,39
Миндалевидная	39,20	53,61	58,72	38,89	2,39	—	0,35	15,15	1,63	9,29
То же	35,21	57,77	65,74	32,32	1,56	0,38	0,7	17,20	1,36	12,65
Массивная	28,25	61,96	69,82	27,42	2,76	—	0,2	22,6	1,96	11,53

карбонатами, периферические же — целиком окисными минералами. Все это близко воспроизводит то, что наблюдается на Южно-Украинских рудных месторождениях.



Фиг. 114. Химический состав карбонатных руд Мангышлакского месторождения (составила Е. С. Тихомирова)
1 — карбонатные руды; 2 — карбонатные стяжения на выклинивании рудного горизонта

Еще А. Г. Бетехтин (1946) высказал мысль, что окисные руды Мангышлакского месторождения не являются «первично-осадочными», но относятся к категории окисленных. Все дальнейшие работы целиком подтвердили эту точку зрения.

Что касается гипергенного окисления, то в нем сочетаются признаки и латерального, и площадного типов. Первый связан с современным моментом и, может быть, с четвертичной историей месторождения, когда оно было расчленено на указанные выше участки: Сартаган, Чакрырган и др. Площадное же выветривание, несомненно, имело место в миоценовое время, когда происходила денудация олигоценовых отложений и мощность их в северных частях была уменьшена до 18 м и меньше. Оставшаяся часть надрудной толщи подверглась выветриванию и оказалась доступной для проникновения кислорода в рудный горизонт. Кроме того, некоторая часть рудного пласта к северу от современных рудных площадей была уничтожена абразией трансгрессировавшего чокракского моря.

Все эти соображения доказывают справедливость мысли А. Г. Бетехтина, что современное Мангышлакское месторождение есть только более или менее значительный реликт гораздо более крупной рудной площади. Сохранившаяся от абразии часть месторождения принадлежала целиком карбонатной фашии, но интенсивное предсреднемиоценовое выветривание превратило северную часть уцелевшей площади в окисные руды. И только в южной части доныне уцелели карбонатные руды.

В карбонатной зоне наблюдается характерное изменение химико-минералогического состава руд (см. табл. 99). У северного края этой зоны руды сложены кальциевым родохрозитом с примесью манганокальцита и кальцита. Отношение весовых содержаний $MnCO_3$ к $CaCO_3$ варьирует от 1,3 до 4,4. В области дальнего выклинивания, где происходит рассредоточение рудных пропластков по разрезу и расщепление их вмещающими породами, наблюдается снижение содержаний марганца. Разрез представлен здесь слабо и неравномерно омарганцованными глинами с карбонатными стяжениями черного и коричневатого-черного цвета; последние образованы преимущественно марганцовистым кальцитом с примесью манганокальцита и реликтами кальциевого родохрозита. Отношение $MnCO_3$ к $CaCO_3$ уменьшается до 0,19. На южном борту Чакрырганской синклинали, где происходит полное выклинивание рудного горизонта, карбонатные стяжения представлены кальцитом с примесью марганцовистого кальцита и доломита. Отношение $MnCO_3$ к $CaCO_3$ снижается до 0,029. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие железистых карбонатов и прогрессивное возрастание доломитизации по мере удаления от береговой линии в центральную часть бассейна.

Нетрудно видеть, что по характеру изменений карбонатного вещества в зоне дальнего выклинивания Мангышлакское месторождение сходно с Чиатурским, однако сами эти изменения происходят у него в гораздо более яркой форме, чем в Чиатурах. Объясняется это, вероятно, тем, что зона дальнего выклинивания рудного горизонта и перехода его во вмещающие породы изучена в гораздо большем числе точек, чем в Чиатурах.

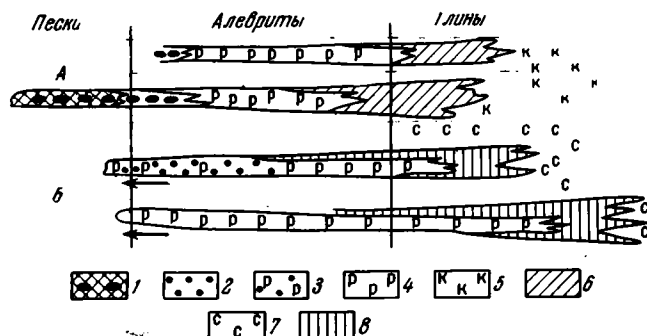
10. Реконструкция первичной минералогической зональности нижнеолигоценовых руд. Ход ее нарушения гипергенными процессами

Современная минералогическая зональность всех нижнеолигоценовых месторождений юга СССР имеет сложную природу. Она возникла в результате наложения выветривания на первичную зональность, созданную в диагенезе. При этом в разных месторождениях интенсивность гипергенных изменений, а также и степень сохранности первичной (диагенетической) зональности сильно различаются. Наибольшей силы гипергенное воздействие достигало на Ингулецкой, Западной и Грушевско-Басанской площадях, а также на Мангышлакском месторождении. Гораздо меньшей — на Чиатурском месторождении и особенно на Больше-Токмакском. Соответственно с наибольшей степенью достоверности мы можем

реконструировать первичную зональность на Больше-Токмакском и Чиатурском месторождениях, с наименьшей — на всех остальных.

На фиг. 115 сопоставлена первичная зональность Чиатурского, Западного, Грушевско-Басанского и Больше-Токмакского месторождений.

Наиболее отчетливо выражена она в Чиатурах. Здесь после завершения диагенеза имелся весь набор руд от окисных (манганитовых) до родохрозитовых, с переходом на дальнем выклинивании в известковые конкреции.



Фиг. 115. Схема диагенетической зональности в нижнеолигоценых месторождениях до нарушения ее выветриванием

1 — мanganитовая руда с прослоями Са-родохрозита; 2 — оолиты и стяжения мanganита среди карбонатной руды; 3 — Са-родохрозитовая руда с оолитами и стяжениями мanganита; 4 — Са-родохрозитовая руда; 5 — марганцовистые кальциты; 6 — зона дальнего выклинивания Са-родохрозитовой руды; 7 — марганцовистые сидериты; 8 — олигонитовая руда. Стрелкой показано направление к берегу бассейна. А — Чиатурское месторождение: сверху — верхняя, внизу — нижняя зоны разреза; Б — Южно-Украинские месторождения: сверху — Западного и Грушевско-Басанского, внизу — Больше-Токмакское

На Западном и Грушевско-Басанском месторождениях чисто окисная (манганитовая) зона в области прибрежного выклинивания не сохранилась, она здесь замещена мanganито-родохрозитовой зоной (переслаивание мanganитовых прослоев с родохрозитовыми). На дальнем выклинивании родохрозитовые руды сменялись, по-видимому, олигонитовыми и еще дальше — марганцовистыми сидеритами.

На всем профиле Больше-Токмакского месторождения были представлены только карбонатные руды с той же характерной сменой в области дальнего выклинивания, что на других южноукраинских рудных площадях.

В этом ряду большее разнообразие минералогических фаций наблюдается в тех случаях, когда рудный пласт начинается в более грубозернистых осадках, спускаясь затем в более тонко-зернистые. Чем больше движется рудонакопление в глинистую зону, тем больше лишается оно прибрежной мanganитовой фации, сохраняя только фацию карбонатную.

В тех случаях, когда глины в области дальнего выклинивания безызвестковисты, родохрозитовые руды сменяются фацией олигонитовых и сидеритовых стяжений. В случае хотя бы невысокого содержания в глинах CaCO_3 родохрозитовые руды переходят в известковистые или известково-доломитовые стяжения, несколько обогащенные марганцем.

Таким образом, характер первичной (диагенетической) зональности марганцовых руд контролировался как гранулометрией зоны осадконакопления, где в седиментогенезе накапливались марганцовые соединения, так и степенью известковистости глинистых отложений в зоне дальнего выклинивания.

Вскоре после оформления первичной зональности марганцовых месторождений началось ее осложнение (и разрушение) воздействием гипергенных процессов.

Наиболее важной для руд эпохой развития гипергенеза было нижне- и среднемиоценовое время.

В Южно-Украинском бассейне в эту эпоху произошла существенная денудация надрудных олигоценых толщ, в результате которой на Западном и Грушевско-Басанском месторождениях мощность кровли на значительной площади уменьшилась до немногих метров (от 2—3 до 7—8 м), а сама кровля подвергалась выветриванию и разрыхлению. Через такой тонкий покров кислород проникал в рудный пласт, который в значительной по ширине полосе был окислен и превращен в окисные руды. Одновременно по северной окраине рудный пласт был частично уничтожен размывом, но ширина этой размывтой зоны была, видимо, незначительна.

Именно в это время в основном и возникла современная зона окисных и переходных окисно-карбонатных руд. Аналогичные гипергенные изменения происходили в месторождениях по р. Ингулец и Больше-Токмакском. Но в первых роль ниже- и среднемиоценовых отложений не может быть оценена из-за наложения на них более поздних процессов. Во втором же ниже-среднемиоценовый гипергенез имел локальное значение, захватив небольшой участок в бассейне р. Конки и немногих точках вдоль восточной окраины месторождения.

В предсреднемиоценовое время интенсивная денудация надрудных слоев произошла в Мангышлакском месторождении, что повлекло за собой образование и здесь более или менее значительной полосы окисленных руд. В Чиатурском месторождении в нижнемиоценовое время возник Главный сброс, отрезавший от главной его части некоторую полосу руды. Последующая чокракская трансгрессия смыла руды в полосе к юго-западу от Главного сброса и уничтожила некоторую часть рудных отложений по северной окраине Мангышлакского месторождения.

В верхнем миоцене подверглись глубокой денудации и размыву рудные площади в бассейне р. Ингулец, от которых сохранились только немногие клочки руд окисного типа.

В плиоцене северный край Чиатурского месторождения был вовлечен в складкообразование, а руды на дислоцированной площади размывы. Некоторые, очень ограниченные размывы имели место также в самой западной части полосы Южно-Украинских месторождений.

Новый крупный этап в истории нижнеолигоценых руд начался в четвертичное время, продолжаясь в ряде мест и до современного момента. Это — время эрозионного разрушения месторождений формирующейся современной гидрографической сетью.

В Южно-Украинском бассейне долина Днепра и его притоков эродирует зону дальнего выклинивания Западного и Грушевско-Басанского месторождений и размывает полосу между последним и Больше-Токмакским месторождением. Кроме того эродируется площадь между Западным и Грушевско-Басанским месторождениями.

В Чиатурах формирование р. Квирилы и ее притоков разрезает единую рудоносную площадь на ряд разобщенных нагорий.

Аналогичный процесс происходит на Мангышлакском месторождении, где современные рудные участки Сартаган, Чакрырган и другие к востоку разъединяются крупными саями.

На составе оставшихся участков руд эродирующая деятельность речных систем, однако, сказывается относительно слабо, ибо сопровождается латеральным выветриванием рудных пластов, гораздо менее эффективным сравнительно с площадным, господствовавшим в ниже-среднемиоценовое время.

К концу четвертичного времени на площади Южно-Украинского бассейна благодаря повышению базиса эрозии территория стала затягиваться плащом покровных суглинков и лёсса. Месторождения перешли в группу закрытых. На Чиатурах же и Мангышлаке эрозия продолжает действовать в настоящее время, и рудные площади раскрываются и уничтожаются все больше.

11. О геохимических результатах гипергенных изменений руд и сущности происходивших при этом процессов

В заключение остановимся вкратце на том геохимическом и рудообразовательном эффекте, какой имело гипергенное изменение первичных (диагенетических) руд, а также на сущности происходивших при этом процессов, ибо эта сторона вопроса до сих пор не привлекала к себе внимания исследователей.

В табл. 100 сопоставлены средние содержания Mn, Fe и P в окисленных, смешанных и карбонатных рудах разных нижнеолигоценых месторождений. Как видим, *окисленные руды богаче марганцем, чем карбонатные, железом же — беднее.*

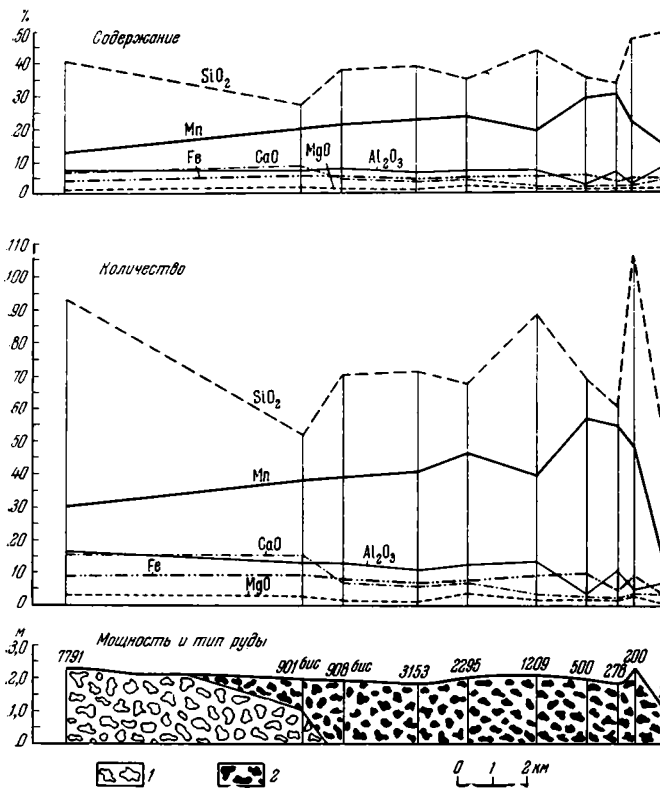
Так, средние концентрации марганца в сырой окисной руде на разных площадях Южно-Украинского бассейна составляют 25—27%, в карбонатной — около 17%. Железа в окисных рудах 2,67—3,42%, в карбонатных — 3,13—3,23%. Марганцовый модуль в окисных рудах 7,5—10,2, в карбонатных — 5,5—5,4. В мытых, т. е. обогащенных рудах, лишенных терригенного материала и цемента, содержания марганца повышаются на 10—15%, а содержания железа падают на 1—1,5%. Марганцовый модуль резко возрастает до 23—31,5 у окисных руд и 15,5—12,2 у карбонатных. В индивидуальных же стяжениях окисной и карбонатной руды содержания марганца становятся еще более высокими: до 46—55% в окисной руде, до 28% в карбонатной. Марганцовый модуль достигает 57—70 у окисных руд и 21 у карбонатных.

Аналогичные явления имеют место в Чиатурском и Мангышлакском месторождениях, но менее обильный материал не позволяет выявить их столь отчетливо, как в Южно-Украинском бассейне.

Чрезвычайно интересны также конкретные геохимические профили вкрест простираения месторождений, опубликованные В. И. Грязновым (фиг. 116, 117, 118). На них прекрасно видно, как при переходе от карбонатных руд к окисным содержание Mn в пласте резко возрастает на первом профиле от 15 до 30% (с колебаниями), во втором — от 16 до 32%. Что же касается железа, то его количество остается на первом профиле практически на прежнем уровне, тогда как на втором даже несколько убывает в окисной зоне сравнительно с карбонатной.

Как понять все эти изменения в химическом составе руд? Так как окисные руды иногда целиком, а иногда частично (только пирролюзит-исиломелановые) являются результатом окисления руд карбонатных, то неизбежен вопрос: не является ли повышение содержания марганца в данном случае просто следствием выветривания руды? Проверить это предположение можно простым расчетом. Примем, что при выветривании карбонатной руды выносятся полностью карбонаты кальция и магния, а из $FeCO_3$ уходит вся углекислота. Тогда, как видно из графика (фиг. 119), содержание Mn в окисной руде увеличивается в 1,26—3 раза, чаще же всего в 2 раза¹. При этом окисные руды, возникшие за счет кальциевого родохрозита, окажутся, естественно, более богатыми марганцем, чем возникшие за счет манганокальцита, хотя у последних интенсивность

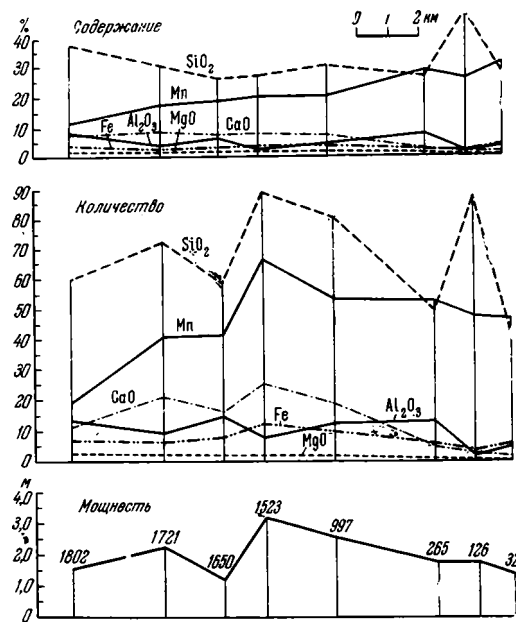
¹ Анализы для расчета взяты из книги В. И. Грязнова и др. «Никопольский марганцеворудный бассейн» (1964).

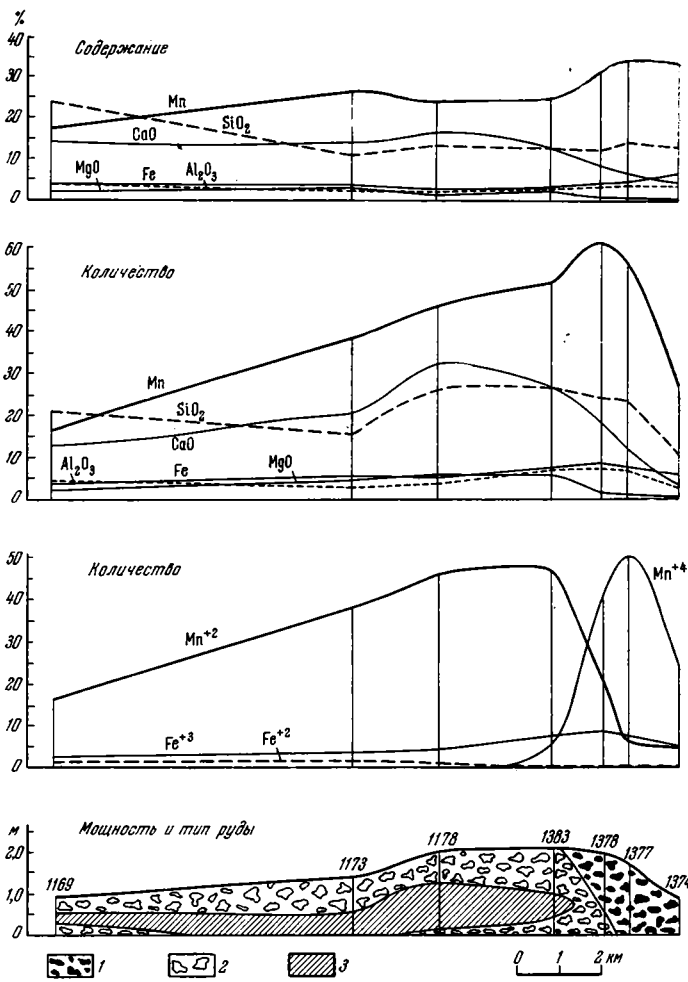


Фиг. 116. Распределение главных химических компонентов в рудном пласте по линии скважин 77—7791 на Западной рудоносной площади. Количество компонента — произведение его содержания на мощность пласта в метрах (по В. И. Грязнову и др., 1964)

Марганцевая руда: 1 — карбонатная; 2 — окисная

Фиг. 117. Распределение компонентов в рудном пласте по линии скважин 32—1802 на Грушево-Басанском участке. Количество компонента — произведение его содержания на мощность пласта в метрах (по В. И. Грязнову и др., 1964)

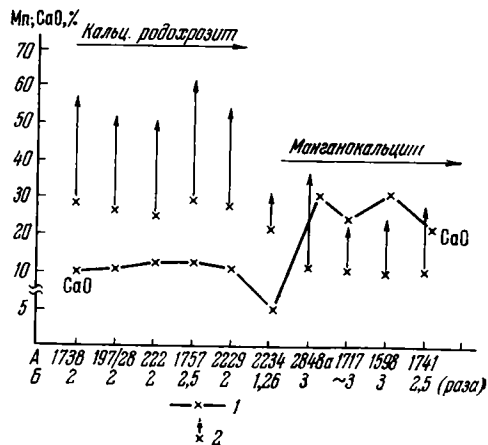




Фиг. 118. Распределение компонентов в сырой руде по пласту по линии скв. 1374—1169 на Больше-Токмакском месторождении. Количество компонента — произведение его содержания на мощность пласта в метрах (по В. И. Грязнову и др., 1964)

Руда: 1 — окисная; 2 — карбонатная кусковая; 3 — карбонатная сплошная

Фиг. 119. Расчет увеличения содержания Mn при выветривании Са-родохрозитовых и мanganокальцитовых руд
 А — № образцов (по В. И. Грязнову и др., 1964); Б — увеличение содержания Mn при выветривании карбонатной руды; 1 — CaO в исходных рудах (в %); 2 — диапазон роста содержаний Mn (в %)



Средние содержания Mn, Fe, P и марганцевый модуль нижнеолигоценых руд

Месторождение	Mn	Fe	P	Mn : Fe	Fe	P	Литературный источник	
	%				на 1% Mn			
Южно-Украинский бассейн								
Западная площадь								
Сырая руда	Окисная	25,64	3,42	0,2	7,5	0,131	0,008	В. И. Грязнов и др. (1964) Они же
	Смешанная	24,58	—	0,23	—	—	0,0114	
	Карбонатная	17,22	3,13	0,188	5,5	0,182	0,0109	
Мытая руда	Окисная	39,21	1,67	0,22	23,5	0,043	0,0056	»
	Карбонатная	27,50	1,77	0,24	15,5	0,064	0,0090	»
Грушевско-Басанская площадь								
Сырая руда	Окисная, 22 пробы в разных точках площади	27,13	2,67	0,28	10,2	0,098	0,0103	»
	Карбонатная, 9 проб	17,47	3,23	0,16	5,4	0,190	0,0092	»
Мытая руда	Окисная	40,99	1,30	0,22	31,5	0,040	0,005	
	Смешанная	27,68	1,11	0,12	24,9	0,040	0,004	
	Карбонатная	25,01	2,05	0,15	12,2	0,082	0,006	
Сулицкий участок								
Сырые карбонатные руды	20,76	2,88	0,215	7,2	0,140	0,010	»	
Мытые карбонатные руды	25,35	2,25	0,22	11,3	0,088	0,008	»	
Мангышлакское месторождение								
Окисные руды (26 образцов)	23,57	3,10	0,076	7,9	0,14	0,004	—	
Карбонатные (10 образцов)	19,4	1,94	0,18	10,0	0,10	0,009	—	

дополнительного прироста марганца больше, чем у первых. При расчете были взяты максимально жесткие условия. В природе $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$ из выветривающихся руд уходят не целиком; одновременно некоторая часть марганца выщелачивается. Все это будет несколько снижать обогащающий эффект гипергенного выщелачивания, но полностью отменить его, конечно, не сможет. Это означает, что *обогащенность окисленных руд марганцем относительно карбонатных есть явление в решающей степени вторичное, обязанное наложению гипергенных процессов на первичные карбонатные руды*. Вполне вероятно, что в месторождении, не нарушенном гипергенезом, в распределении Mn на поперечном профиле также будет отмечаться минимум его содержания в зоне ближнего выклинивания, потом рост их и новый спад в зоне дальнего выклинивания; примером может служить профиль через Больше-Токмакское месторождение (см. фиг. 118). Но, когда месторождение в прибрежной части более или менее значительно размыто, а сохранившиеся участки его глубоко выветрели и окислены, отождествлять это гипергенное обогащение марганцем окисных руд с первичным седиментационным максимумом уже нельзя. В качестве редкого частного случая совпадение максимума содержания марганца в выветрелом месторождении с первичным седиментационным максимумом, конечно, возможно. Но в норме, т. е. в подавляющем большинстве случаев, оно не имеет места; максимум марганца на поперечном профиле через месторождение связан здесь с гипергенной стадией развития месторождения.

Однако к простому выщелачиванию исходной руды гипергенный процесс все же, по-видимому, не сводится. Дело в том, что рудный пласт всегда в известной мере порист, а поры в большей или меньшей степени заполнены грунтовыми растворами. В составе этих растворов в карбонатной зоне всегда присутствует Mn^{2+} , в окисленных же рудах марганца практически уже нет или крайне мало. При такой ситуации неизбежно диффузионное проникновение растворенного Mn^{2+} из карбонатной зоны в окисленную, окисление его здесь и осаждение, что должно содействовать дополнительному обогащению окисленных руд относительно закисных карбонатных. Тот же процесс должен наблюдаться и у сопровождающих Mn микроэлементов. Насколько эффективен в природе этот диффузионный процесс, сказать пока нельзя, но отметить принципиальную его возможность необходимо. Понятно, что в этом процессе большую роль будут играть более геохимически подвижные элементы. Не в этом ли причина того, что на профилях (см. фиг. 116—118) содержания марганца от дальнего выклинивания к ближнему растут, а содержания железа остаются неизменными либо убывают?

Итак, фронт гипергенного окисления и выщелачивания, медленно продвигающийся в глубь месторождения по мере денудации надрудных глин или его латерального выветривания, не только сам по себе обогащает руду марганцем, но и создает возможности известной перекачки этого элемента (и других, его сопровождающих) из карбонатной фации месторождения в формирующуюся кору выветривания руд.

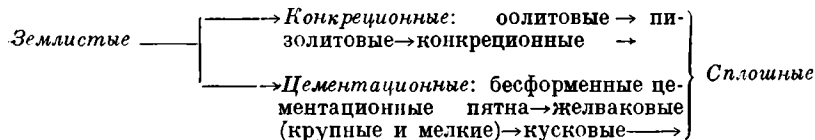
Одновременно шел и еще один крупный и важный процесс: перераспределение марганца внутри окисленной зоны с образованием новых его стяжений и уплотненных участков пласта. Доказать наличие этого процесса можно изучением морфологических типов руд.

Изучая отдельные олигоценые месторождения, многие авторы описывали те текстурно-структурные типы руд, какие в этих месторождениях были обнаружены, причем делалось это обычно вне сопоставления одного месторождения с прочими. Мы попытались заполнить этот пробел и по крайней мере для нижнеолигоценых месторождений дать общую морфологическую типизацию текстур. Она представлена на табл. 101.

Таблица 101

Морфологические типы руд в олигоценых месторождениях марганца юга СССР

I группа. Обособления в сотые и тысячные доли миллиметра	II группа. Обособления от десятых долей миллиметра до нескольких десятков сантиметров	III группа. Сплошные пластообразные линзы (до десятков метров).
--	---	---



Выделяются три морфологические группы руд. Первую образуют руды, сложенные тонкодисперсным марганцовым материалом, частицы которого измеряются чаще всего тысячными, сотыми и десятными долями миллиметра и располагаются в породе свободно, без связей друг с другом. Несвязанность частиц придает руде рыхлость, а малые размеры — землистый облик. Такая руда содержит в небольшом количестве мелкие рудные агрегаты — крупинки величиной от долей миллиметра до нескольких миллиметров. В песчаных разностях на кварце и других нерудных минералах встречаются налеты марганцовистых минералов. В глинистых разностях марганцовые минералы образуют иногда еще тонкие прожилки.

Ко второй группе относятся вкрапленные конкреционно-цементационные руды. Они представляют собой обособления (выделения) во вмещающей породе марганцеворудного компонента с размерами от десятых долей миллиметров до нескольких сантиметров и даже нескольких дециметров (до 1 м). Эти обособленные марганцеворудные тела в одних случаях располагаются непосредственно во вмещающей породе, в других — на участках землистых руд, которые служат в этом случае как бы общим фоном для вкрапления руд.

По текстурам обособления второй группы отчетливо выстраиваются в два ряда: конкреционный и цементационный.

В конкреционном ряду рудный компонент образует отчетливо видимые концентрические наслоения вокруг ядра, сложенного чаще всего нерудным минералом, обломком породы, но иногда и обломочком рудного минерала. Возникшие таким путем концентрически-слоистые тела представляют собой оолиты, если размеры их меньше 2 мм; пизолиты — при размерах 2—10 мм и конкреции — при размерах больше 10 мм. Детали строения марганцевых оолитов, пизолитов и конкреций неоднократно описывались и потому давать новые их характеристики нет необходимости.

Цементационные текстуры отличаются от конкреционных тем, что рудный компонент не образует последовательных концентров вокруг ядра, а заполняет однородной массой пространство между терригенными зернами, при этом несколько расширяя его, т. е. раздвигая зерна. При малых размерах цементированных участков (0,5—1 см) в песках возникает зернистая текстура, при более крупных — цементационная, желваковая, кусковая. Цементационная текстура свойственна главным образом пескам; в этом случае цементированный участок имеет самые неопределенные очертания (пятна) и постепенно переходит в нецементированную породу. Рудный компонент играет роль цемента, более или менее выраженного базального типа. Цементные пятна имеют размеры до нескольких десятков сантиметров. Желваковая текстура также свойственна пескам и крупным алевритам. Здесь рудный компонент также играет роль базального цемента, но ограничение желвака от вмещающей породы более четкое, резкое, а сами желваки имеют шарообразную, эллипсоидальную, плоскую (лепешковидную) или неправильную форму. Размеры желваков от нескольких сантиметров до метра и более. Но, когда тот же цементационный процесс протекает в породах более тонкозернистых — мелких алевритах, алевритистых глинах, возникает особый тип кусковой текстуры. Морфологически это небольшие (10—20 см), неправильной формы куски, при разламывании распадающиеся на более мелкие кусочки.

Третью группу обособлений марганца образуют так называемые сплошные руды, залегающие среди других пластообразными линзами протяжением на многие метры, при толщине 10—50 см. Они представляют собой зацементированные участки оолитовых, пизолитовых, конкреционных и кусковых руд, что определяет детали их внутреннего строения, и локализованы они в тех частях рудного поля, которые отличаются богатством марганца в исходном осадке.

Описанные морфологические типы рудных обособлений образуют непрерывную серию от землистых руд к сплошным.

При анализе того, что может дать морфология руд для решения вопроса о перераспределении вещества в коре выветривания месторождения, следует иметь в виду следующие два существенных обстоятельства. В зоне окисных и карбонатных руд повторяются одни и те же морфологические их типы. Правда, чаще землистая руда представлена окисными формами марганца, преимущественно псиломеланом, меньше — пиролюзитом и манганитом. Поэтому землистые руды называются еще сажистыми:

песчано-сажистыми и глинисто-сажистыми. Но на Никопольском месторождении встречаются землистые руды, сложенные карбонатом марганца, и по цвету они не отличаются от вмещающей породы.

Оолиты, пизолиты и конкреции тоже бывают сложены как чисто окисными и карбонатными минералами, так и частично окисными (внешние части пизолитов, конкреций) и карбонатными (более внутренние зоны). То же относится к рудам цементационным и сплошным. Не менее существенно, что такой типично гипергенный минерал, как пиролюзит, слагает нередко плотные конкреции и пизолиты, равно как и комбинация пиролюзита с псиломеланом.

При каких условиях в зоне выветривания могут существовать те же морфологические типы руд, что и в зоне карбонатных руд, и к тому же быть порой достаточно плотными?

Сохранение тех же морфологических типов в зоне выветривания, что и в родоначальной карбонатной зоне, конечно, вполне возможно, если идет медленное более или менее равномерное выщелачивание CaCO_3 , MgCO_3 и окисление FeCO_3 в $\text{Fe}(\text{OH})_3$. В этом случае, как и при метасоматозе, форма исходного тела остается, но зато само тело становится сильно пористым, с малым удельным весом, хрупким. Такие высокопористые кусковые, желваковые, сплошные руды в окисной зоне всех месторождений значительно распространены, и разведчики давно и справедливо называют их рудами окисленными.

Плотные конкреции и стяжения пиролюзита, пиролюзито-псиломелановые, а также сплошные руды того же состава могли возникнуть в окисной зоне только двумя путями: либо пористые руды локально залечили свои поры за счет подтока к ним нового окисного материала, либо они представляют собой новообразования за счет стягивания того же материала около новых центров. Принципиально возможны оба пути, но чаще реализуется, вероятно, второй. И в том, и в другом случаях плотные окисные руды свидетельствуют о несомненном перераспределении вещества в коре выветривания карбонатных руд.

Итак, гипергенное изменение олигоценых руд представляет собой достаточно сложный геохимический процесс. Он заключается не только в окислении Mn^{2+} до четырехвалентной формы и в выщелачивании отщепленных от родохрозитовой молекулы CaCO_3 , MgCO_3 и CO_2 , но также в подтягивании некоторых количеств марганца и сопровождающих его элементов из карбонатных руд в окисленные и в частичном перераспределении вещества внутри окисленной зоны.

Глава III

СОВРЕМЕННОЕ СТРОЕНИЕ РУДНОГО ГОРИЗОНТА ОЛИГОЦЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ЕГО ГЕНЕЗИС

(продолжение стадийного анализа)

Строение рудного горизонта, т. е. характер локализации в нем рудного компонента, является таким же объективным признаком месторождений, как и их минералогическая зональность; генетический его анализ может дать нечто новое для познания механизма формирования руд. К сожалению, до самого последнего времени такого анализа строения олигоценовых рудных залежей сделано не было и этот источник информации не использовался. В настоящей главе сделана попытка заполнить этот пробел и показать, что изучение строения рудного горизонта дает много существенного для познания осадочного марганцеворудного процесса (Страхов и др., 1967).

1. Морфология рудного горизонта Южно-Украинских месторождений

Из значительного числа площадей Южно-Украинского бассейна мы рассмотрим только три: Западную, Грушевско-Басанскую и Больше-Токмакскую, ибо в остальных, мелких, залежах повторяются все основные особенности трех названных крупных месторождений.

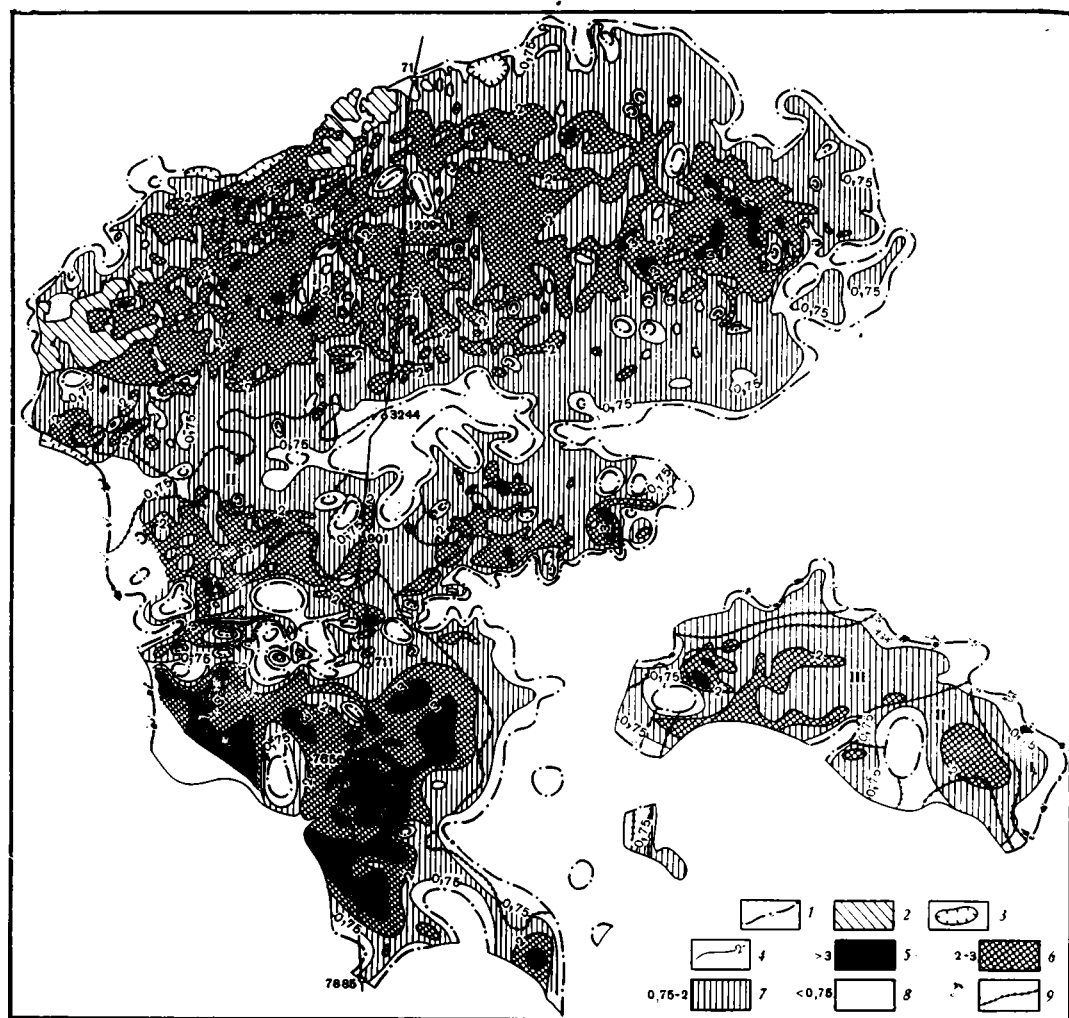
Западная и Грушевско-Басанская рудные площади отличаются сложной морфологией ложа, в котором крупные и мелкие поднятия чередуются с крупными и мелкими западинами.

Западное месторождение (фиг. 120) по очертаниям напоминает сектор круга, обращенный округлым основанием на север, вершиной на юг. Площадь его 230 км². Месторождение приурочено к средней части Базавлукской депрессии. От Сулицкого участка оно отделено поднятием кристаллического ложа. Контуры рудной площади в деталях прихотливы и характеризуются узкими врезами в рудное поле, что обусловлено главным образом пострудной эрозией.

На поперечном (широтном) разрезе рудный горизонт имеет корытообразную форму; с запада к центру залежи отметки подошвы пласта постепенно понижаются от +18 до +2 м, а к востоку вновь повышаются до +19 м.

На меридиональном профиле наблюдается погружение рудного горизонта от +20, +24 м на севере до -14, -17 м на юге.

Подошва пласта волниста и состоит из серии более мелких поднятий и впадин; в некоторых случаях поднятия столь значительны, что выступают над рудным пластом, как бы его продырявливая. В пределах рудной залежи выявлено свыше 40 таких безрудных окон. Самое крупное из



Фиг. 120. Мощности рудного пласта на Западной рудоносной площади (по В. И. Грязнову и др., 1964)

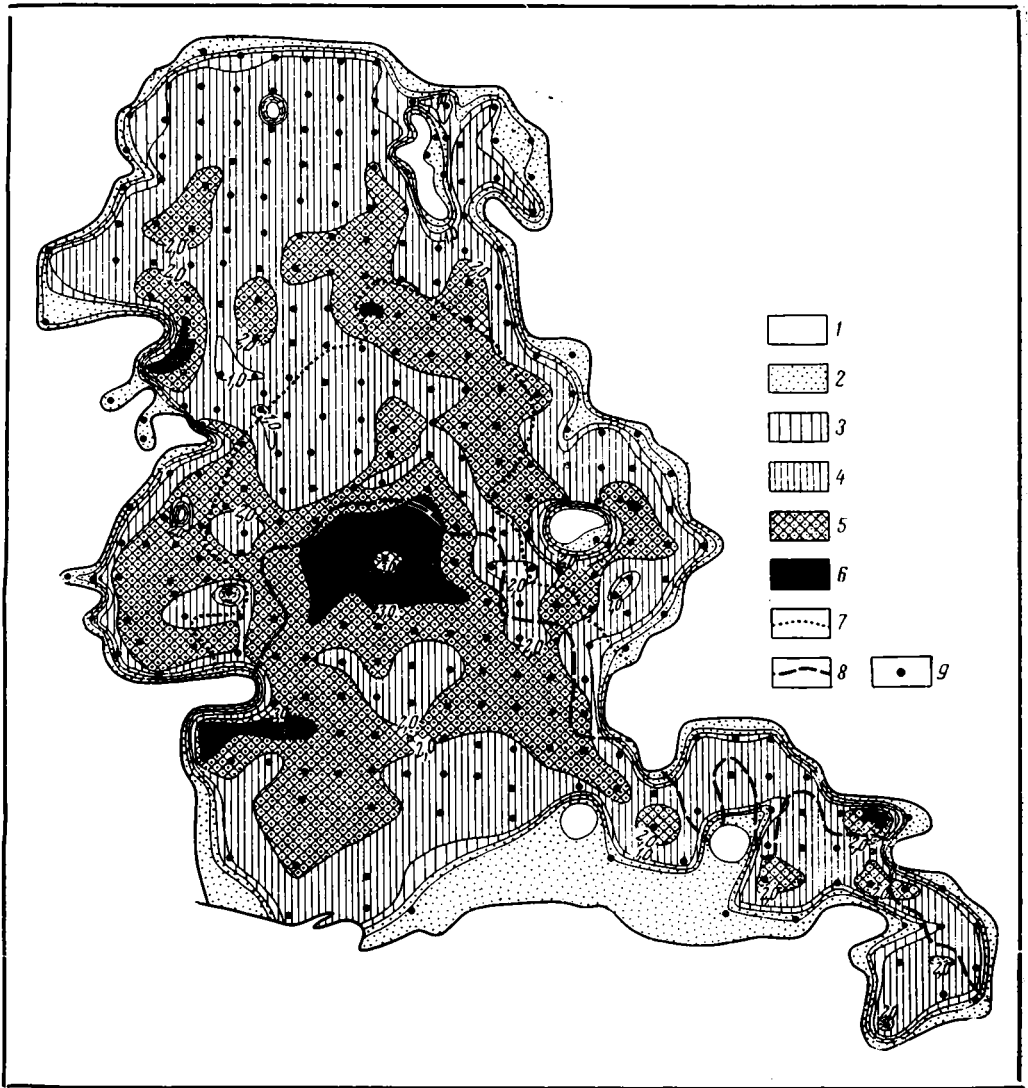
1 — контур рудной залежи; 2 — выработанные поля; 3 — карьеры; 4 — изолинии мощностей рудного пласта (проведены через 0,75, 2, 3, 4 м); 5—8 — мощности рудного пласта (в м); 9 — границы типов руд.

Типы руд: I — окисные; II — окисные и карбонатные; III — карбонатные

них (до 5 км^2) располагается в средней части месторождения; площади других не превышают $0,3 \text{ км}^2$. Обычно по периферии безрудных окон наблюдаются следы древнечетвертичного размыва.

Мощность рудного пласта варьирует от нескольких сантиметров у границы месторождения до нескольких метров в центральных его частях. Отчетливо выделяются три полосы. Северная — приходящаяся на зону окисных руд, характеризуется мощностями в центральной своей части 2—3 м. На промежуточной, узкой полосе, изобилующей безрудными окнами, преобладают мощности 0,75—2 м. Южная, отвечающая главным образом зоне карбонатных руд, отличается повышенными мощностями до 4—5 м.

Из-за неровностей ложа рудный пласт имеет волнистое строение. Над впадинами значительных размеров — от нескольких метров глубиной и



Фиг. 121. Мощности рудного пласта (в м) на Грушевско-Басанской рудоносной площади (составила О. А. Дворецкая)

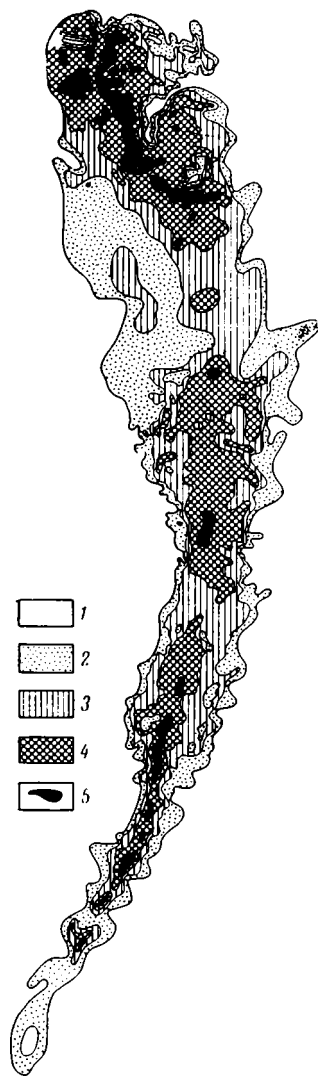
1 — безрудные; 2 — до 0,75; 3 — 0,75—1,0; 4—1,0—2,0; 5—2,0—3,0; 6 — > 3,0; 7 — граница зон распространения смешанных и окисных (окисленных) руд; 8 — то же, карбонатных и смешанных руд; 9 — точки изучения

до нескольких сотен метров шириной — рудный пласт залегает обычно блюдцеобразно. Он тоньше над выступами, толще над впадинами.

Грушевско-Басанское месторождение (фиг. 121) имеет сложную трапециевидную форму с узкой стороной, обращенной на север, а широкой — на юг. Рудная залежь локализована в глубокой Токмаковской депрессии рельефа кристаллического фундамента. Неровные извилистые очертания западной и восточной границ обусловлены в основном рельефом ложа; северная граница — миоценовым размывом, южная — четвертичной эрозией Днепра (а сейчас — Каховским водохранилищем). От Коминтерн-Марьевской рудной площади Грушевско-Басанская отделена подземным выступом кристаллических пород.

Фиг. 122. Мощности рудного пласта (в м) на Больше-Токмакской рудоносной площади (составил Л. Е. Штеренберг)

1 — безрудные; 2 — до 0,75; 3 — 0,75—1,25; 4 — 1,25—2,0; 5 — 2,0—3,0



На поперечном (широтном) разрезе рудный пласт, как и на Западной площади, корытообразен, а на продольном — наклонен на юг. Но рельеф ложа на Грушевско-Басанском месторождении в общем более спокойный, чем на Западном. Внутри залежи выявлено восемь небольших безрудных полей, расположенных в ее приконтурных частях. Почти все они приурочены к небольшим локальным поднятиям кристаллических пород и лишь на северо-восточной окраине участка вблизи с. Шевченко безрудное поле связано с миоценовым размывом.

Минимальные мощности рудного пласта (от нескольких сантиметров до 0,75 м) наблюдаются в приконтурной части залежи и вокруг безрудных полей. К центральным частям залежи мощности возрастают и достигают максимума (более 3 м) в самой северной части зоны карбонатных руд и отчасти на немногих прилежащих участках зоны руд окисно-карбонатных.

Совершенно иной морфологией отличается Больше-Токмакское месторождение (фиг. 122). Оно расположено моноклинально на ровной поверхности ложа, падающего на юго-запад; причем в северной части залежи падение очень пологое, по мере же движения на юг все более крутое. Общая протя-

женность залежи около 150 км, ширина ее варьирует от 2 до 15 км.

Благодаря спокойному, выровненному характеру ложа мощность рудной залежи изменяется по простой схеме. В области ближнего выклинивания нарастание ее от нескольких сантиметров до 0,75 м происходит быстро, на протяжении всего 150—200 м. В центральной части рудной полосы мощность нарастает медленно до 2,5—3,0 м, а затем столь же постепенно уменьшается до 1—2 м и меньше. Максимальная градиация мощностей располагается почти строго по срединной линии залежи, но образует здесь не непрерывную полосу, а несколько разрозненных участков. Западный контур промышленной залежи обусловлен главным образом уменьшением относительного числа желваков в рудном пласте. Но местами пласт здесь расщепляется на несколько слоев, разделенных прослоями пустой породы.

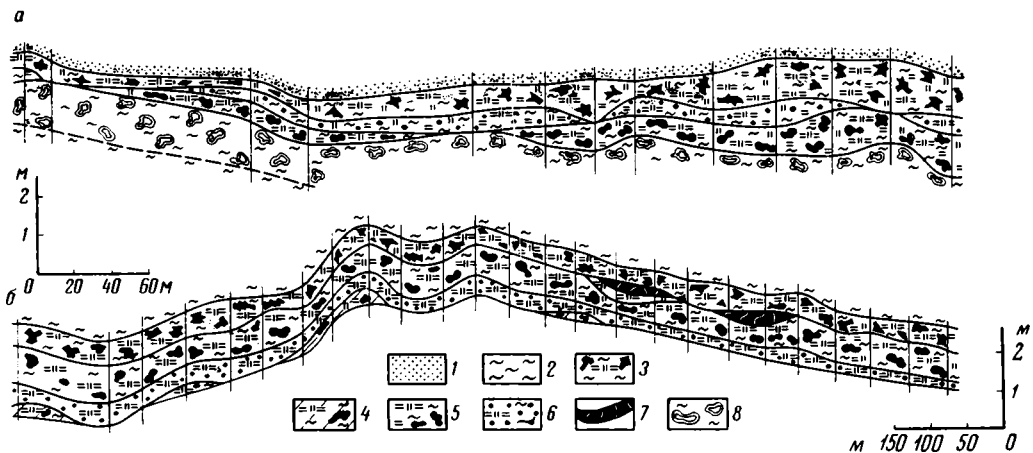
Отдельные желваки манганокальцита встречаются в нижней части олигоценых глин за пределами месторождения, на расстоянии до 10 км от контура рабочей мощности (Грязнов и др., 1964).

2. Строение рудного горизонта Южно-Украинских месторождений

Строение рудного горизонта Южно-Украинских месторождений характеризуется двумя существенными особенностями (Грязнов и др., 1964).

Первой является *монолитность рудного горизонта*. Несмотря на колебания мощностей, он на всех рудных площадях представляет собой *единый пласт*. В вертикальном его разрезе пустые породы практически отсутствуют либо лежат небольшими и маломощными линзами у нижней границы пласта, а также в зоне дальнего выклинивания.

Второй особенностью является *неравномерная вкрапленность руд*. Они образованы оолитами, пизолитами, конкрециями, кусковой или сплошной рудой, распределенными то среди тонкозернистой цементной массы, то среди глины достаточно неравномерно как в вертикальном разрезе пласта, так и по простиранию и падению его. Эта неравномерность приводит к появлению внутри рудного пласта неправильной грубой слоистости, обусловленной неодинаковым набором текстурных разновидностей руды в различных частях пласта, особенностями минералогического состава руд, изменением соотношения между количеством рудных агрегатов и нерудной вмещающей породы, а также некоторыми различиями в составе последней. Но такие прослой внутри пласта выдерживаются в горизонтальном направлении лишь на небольшом расстоянии (100—200 м) и постепенно переходят друг в друга (фиг. 123).



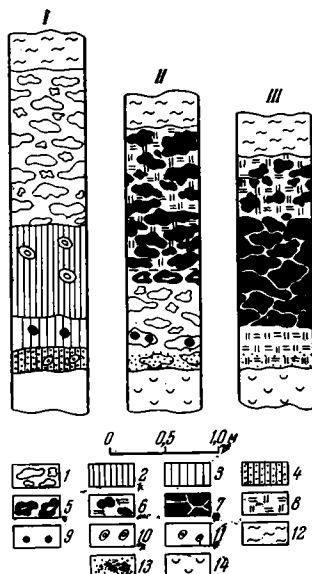
Фиг. 123. Строение рудного пласта по южной стенке Александровского карьера (а) и по основной трассе Богдановского карьера (б) (по В. И. Грязнову)

1 — песок мелкозернистый, серовато-желтый, {аллювиальный}; 2 — глины зеленовато-серые, надрудные; 3—8 — марганцевая руда: 3 — окисная, кусковато-землистая, 4 — кусковато-землистая, присуховидная, 5 — конкреционно-землистая, 6 — оолито-пизолито-землистая, 7 — сплошная, 8 — карбонатная

Несмотря на то, что эта неправильная слоистость позволяет выделять в разрезе пласта на разных участках до 8—10 «слоев», она все же не нарушает общей монолитности пласта.

Ни на Западной, ни на Грушевско-Басанской и других, более мелких рудных площадях не наблюдается каких-либо отчетливых закономерностей в пространственном распределении текстур внутри пласта. Однако на Больше-Токмакской площади В. И. Грязнов и Ю. И. Селин

(1959) в зоне карбонатных руд, охватывающей почти 90% всей территории месторождения, установили весьма характерные соотношения (фиг. 124).



Фиг. 124. Колонки рудного пласта Больше-Токмакского месторождения (по В. И. Грязнову и Ю. И. Селину, 1959)

I — в зоне карбонатных руд; II — в переходной зоне; III — в зоне окисных руд.

1 — желваки карбонатной марганцевой руды в глине; 2 — сплошная крепкая карбонатная руда; 3 — рыхлая глинистая руда; 4 — крупная карбонатная руда с кварцевым песком; 5 — карбонатные желваки со следами окисления на поверхности; 6 — желваки окисной руды; 7 — окисная кусковая руда; 8 — землистые гидроокислы марганца; 9 — манганитовые пизолиты; 10 — манганокальцитовые пизолиты; 11 — глинистые пизолиты; 12 — надрудные глины; 13 — песок; 14 — каолиновые породы

В центральной зоне месторождения преобладают сплошные руды, обычно перекрываемые слоем желваковых руд. Сверху вниз здесь прослеживается такой разрез:

	Мощность, м
1. Желваковые руды, главным образом кальциево-родохрозитовые, с высоким содержанием марганца и небольшим количеством включений	0—1,5
2. Крепкие темно-серые сплошные руды с небольшим количеством включений пизолитов манганокальцита и кластического материала; содержание марганца в них высокое	0,5—1
3. Сплошные серые руды с пизолитами и слабым глинисто-карбонатным цементом. По качеству значительно уступают крепким темно-серым рудам, по составу изменчивы	Несколько десятков сантиметров
4. Светло-серые и серые изменчивые по качеству манганокальцитовые руды со значительным количеством мелких глинисто-карбонатных пизолитов	0,30—0,60

Такой разрез рудного пласта более или менее выдерживается, но местами некоторые слои могут выпадать из разреза, а также переслаиваться между собой.

К востоку от центральной зоны, т. е. в сторону ближнего выклинивания сплошные руды замещаются желваковыми. Одновременно увеличивается количество кварцевого материала. Граница кондиционных руд определяется мощностью пласта и содержанием песка в руде. В сторону дальнего выклинивания сплошные руды также постепенно сменяются желваковыми.

Описанное распределение карбонатных руд выдерживается на участке месторождения от широты с. Копани и до южного его окончания. На юге рудный слой сильно опесчанивается.

При генетическом анализе строения рудных залежей необходимо выяснить, когда, на какой стадии развития создавалась монолитность пласта и его грубая слоистость и как отразились на строении пласта гипергенные изменения некоторых его частей. При решении этих вопросов удобно исходить из анализа карбонатных зон каждой залежи, не затронутых выветриванием.

Опираясь на данные по текстурам современных марганцеворудных накоплений, следует признать, что все текстурные типы руд (оолиты, пизолиты, конкреции, кусковая и сплошная линзовидно залегающая руда) являются диагенетическими образованиями, обязанными своим генезисом перераспределению рудного компонента в процессе превращения осадка в породу. Этим же диагенетическим перераспределением объясняется также и неравномерность размещения разных текстурных типов руд внутри пласта, т. е. формирование неоднородностей или грубой слоистости. Известно, что в создании таких неоднородностей заключается одна из характернейших особенностей диагенеза. До диагенетических превращений и перемещения компонентов, т. е. в исходном осадке, на стадии седиментогенеза рудный компонент был распределен гораздо равномернее и рудный пласт был еще более монолитен, чем это мы видим сейчас.

Все эти соображения показывают, что монолитность пласта в карбонатной зоне Южно-Украинских месторождений представляет собой признак, возникший еще на стадии седиментогенеза и уцелевший доныне, несмотря на перераспределение рудного компонента в диагенезе, создавшем вкрапленное строение пласта и его грубую и невыдержанную линзовидную слоистость.

Посмотрим теперь, как сказались на строении рудного пласта воздействие гипергенных процессов в окисной зоне. Ключ к решению вопроса дают табл. 102 и зарисовки разрезов пласта (см. фиг. 123, 124).

Совокупность этих данных с очевидностью доказывает, что гипергенные процессы, резко изменив первичный минералогический состав руд, практически не изменили строения пласта в окисной зоне. Он остался

Таблица 102

Разновидности марганцевых руд Никопельского бассейна и степень их распространения
(по В. И. Грязнову и др., 1964)

Текстура	Окисные							Карбонатные			Смешанные		
	Манганито-псиломелановая	Пирролизито-псиломелановая	Манганито-пирролизито-псиломелановая	Манганитовая	Пирролизитовая	Манганито-пирролизитовая	Псиломелановая	Псиломелано-ферридитовая (окисленная)	Манганокальцитово-кальцево-рождитовая	Манганокальцитовая	Кальцит-рождитовая	Манганокальцитовая с манганитовыми пизолитами	Манганокальцитовая с включенными псиломеланами
Сплошная (плитняковая прослойка)*	С	С	С	Р	Р	Р	Ш	Р	Ш	Р	С	Р	Р
Кусковая (желваковая)	Ш	Ш	С	Р	Р	Р	Ш	Р	Ш	Р	С	С	С
Пизолитовая	Р	Р	Р	С	С	С	—	—	—	—	—	—	—
Конкреционная	С	Ш	Ш	С	Р	Ш	—	—	Р	Р	Р	—	—
Землистая глинистая	Р	С	Р	—	Р	Р	Ш	—	Р	Р	Р	—	—
Землистая песчаная	Р	С	Р	—	Р	Р	Ш	—	Р	Р	Р	—	—
Цементационная	С	С	С	С	С	С	С	Р	С	С	С	С	Р

* Сплошные карбонатные руды часто бывают сложены большим количеством цементированных пизолитов.

Примечание. Ш — широко, С — средне, Р — редко распространены.

здесь по-прежнему монолитным. Текстуры руд практически те же, что в рудах карбонатных. Линзы сплошной руды, конкреции, кусковая руда, пизолиты, оолиты в окисной зоне имеют ту же морфологию, что и в карбонатной руде, и отличаются от нее часто только большей пористостью, рыхлостью, хрупкостью, обусловленными выщелачиванием CaCO_3 , MgCO_3 и потерей CO_2 при окислении FeCO_3 . В этих случаях унаследованный характер текстур руд очевиден. В других — окисные рудные выделения плотные, они возникли, как мы знаем (глава II), либо путем регенерации рыхлых выделений благодаря подтоку к ним рудного материала из непосредственно окружающего пространства, либо представляют собой новообразования, морфологически повторяющие (имитирующие) родоначальные выделения карбонатного материала. Во всяком случае эти новообразования не изменяют общего текстурного облика руд. Сохраняется в окисных рудах и прежняя грубая слоистость рудного пласта. Таким образом, сквозь иную минералогическую форму в зоне вторичных окисных руд просвечивает прежний, вплоть до деталей, текстурный облик исходных карбонатных руд. Резко изменив вещественный состав руд, гипергенный процесс все же оставил в сохранности строение рудного пласта, возникшее в диагенезе.

Как известно, оолиты, пизолиты, стяжения и прочие формы диагенетического концентрирования рудных компонентов можно добывать отдельно от вмещающих пород; их образование поэтому следует рассматривать как своего рода облагораживание руды. Определить значение этой дополнительной диагенетической концентрации марганца можно, сравнив средневзвешенное по пласту содержание Mn в сырой руде с содержанием его в руде мытой, т. е. обогащенной, из которой удалены частицы менее 1 мм — главные носители терригенного материала. В табл. 103 дано такое сопоставление.

Таблица 103

Диагенетическая концентрация марганца в рудах
(по Грязнову и др., 1964; по Грязнову, Селину, 1959)

Рудная площадь	Содержание Mn, %		Коэффициент диагенетической концентрации Mn
	в небогатенной руде (среднее по пласту)	в обогащенной руде	
Карбонатные руды			
Западная	17,22	28,35	1,64
Грушевско-Басанская	19,35	26,50	1,37
Больше-Токмакская	23,22	26,39	1,14
То же, преимущественно кальциево-родохрозитовая	26,45	29,0)	1,10
То же, преимущественно марганокальцитовая	22,85	26,22	1,14
То же, кварцево-карбонатная	23,05	25,82	1,12
Окисные руды			
Западная	25,64	39,21	1,53
Грушевско-Басанская	29,15	39,29	1,36
Больше-Токмакская	35,68	40,70	1,14

В таблице обращают на себя внимание два кардинальных факта.

В карбонатных рудах, не затронутых выветриванием, диагенетическое перераспределение марганца дает относительно невысокое дополнительное концентрирование рудного элемента, всего в 1,10—1,37—1,64 раза.

При этом на разных рудных площадях величины обогащения неодинаковы: на Западной рудоносной площади они больше (1,64), на Грушевско-Басанской — меньше (1,37), на Больше-Токмакской — минимальные (1,10—1,14). В окисных рудах коэффициенты обогащения, высчитанные тем же способом, очень близки к коэффициентам обогащения в рудах карбонатных либо даже тождественны им.

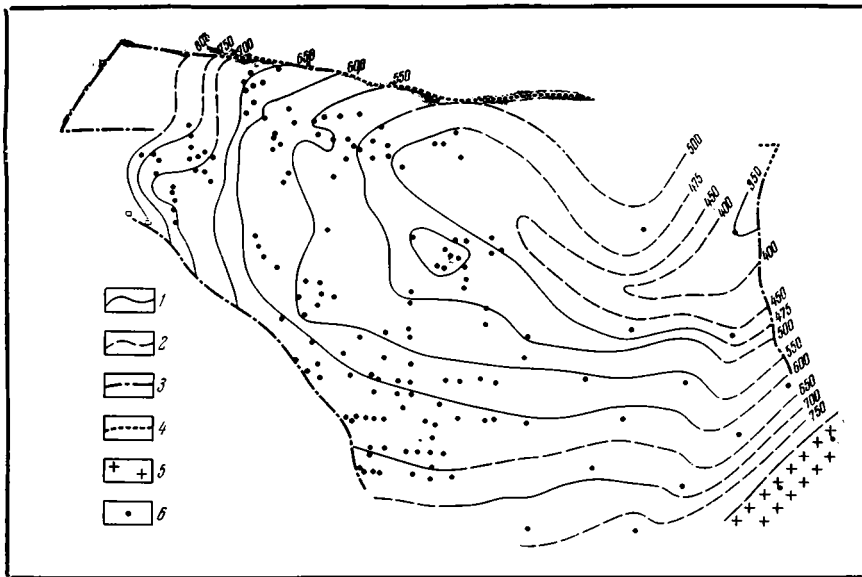
Эти соотношения очень важны и по существу, и методически. Они показывают, что при гипергенном преобразовании первично-карбонатного пласта в окисный тот коэффициент обогащения руды, который характеризует диагенетическое перераспределение рудного компонента и, следовательно, указывает на роль диагенеза в формировании руды, либо сохраняется неизменным, либо меняется очень мало. Это обусловлено двумя причинами. При процессах гипергенного окисления вынос CaCO_3 , MgCO_3 происходил одинаково и в выделениях, богатых Mn, и в цементе; оба текстурных компонента пласта повышали содержания Mn практически одинаковыми темпами и потому соотношения между ними сохранились те же, что возникли в диагенезе. Что же касается новообразованных в гипергенезе стяжений разного типа, то количество их, очевидно, не очень велико (преобладают унаследованные формы), а массы стянутого в них материала в значительной мере уравниваются противоположным процессом: распадом и превращением при окислении в землистую цементирующую массу некоторого числа диагенетических карбонатных выделений. Все это освещает гипергенные процессы в рудах с новой стороны. Оказывается, что эти процессы не приводят к уничтожению всех черт руды, приобретенных в диагенезе. Радикально изменяется минералогический состав руд: карбонатные руды (или манганито-карбонатные) превращаются в псиломелано-пирролюзитовые, более богатые марганцем. Но строение рудного пласта, текстурные типы руд, наконец коэффициент концентрирования рудного компонента, достигнутый еще в диагенезе, наследуются гипергенно измененной рудой целиком или лишь с небольшими изменениями.

Эта закономерность, выясненная на месторождениях Южно-Украинского бассейна, справедлива и для других олигоценых накоплений марганца и поэтому при вычислении коэффициента диагенетического концентрирования марганца мы будем в дальнейшем оперировать этими площадями в целом, независимо от их минералогической зональности, т. е. от степени развития на них вторичных окисных и первичных карбонатных и карбонатно-окисных руд.

3. Строение рудного горизонта Чиатурского месторождения

Залегание чиатурских руд существенно отлично от залегания руд южно-украинских.

В пределах этого месторождения и примыкающего к нему безрудного участка Корбоули майкопские отложения, в низах которых локализуется основное оруденение, лежат на эродированной поверхности известняков верхнего мела. Анализ карты поверхности этих известняков (фиг. 125) показал, что на ней вырисовывается узкая, несколько изогнутая впадина, имеющая почти широтное простирание. Наиболее приподнятые части впадины — западная и северо-западная — имеют отметки 750—800 м; наиболее опущенные части (300—350 м) приходятся на участок Корбоули. Таким образом, разница в отметках западной и восточной частей впадины составляет около 400—450 м. Распределение мощностей майкопских отложений хорошо согласуется с рельефом поверхности верхнемеловых известняков. Так, наименьшие мощности майкопа отмечены на приподнятых западной и северо-западной частях впадины, а наибольшие — на опущенной восточной. Аналогичную, но несколько более сглаженную картину показывают структурная карта по подошве чокракских отложений и карта



Фиг. 125. Структурная карта ложа хадумских отложений (составил Л. Е. Штеренберг, 1964)

1 — стратозоигипсы (проведены через 50 м); 2 — то же, предполагаемые;
3 — линии нарушения; 4 — то же, предполагаемые; 5 — граниты Двирульского массива, вскрытые скважинами; 6 — скважины

распределения их мощностей. Таким образом, впадина начала формироваться уже с начала майкопского времени, когда шло накопление марганцевых руд.

Справедливость этого заключения подтверждается изменением мощностей подрудного горизонта. У западной границы месторождения мощность его ничтожна (менее 1 м), причем сложен он здесь наиболее грубозернистыми породами — галечниками. К востоку мощность горизонта растет и у восточной границы достигает 30 м, и образован он здесь среднезернистыми песками и глинистыми песками.

Итак, Чиатурское месторождение возникло на базе начавшей формироваться синклинальной депрессии широтного направления. При этом оно занимало западный край депрессии. Учитывая, что часть месторождения — к юго-западу от Главного сброса и к северу от современной границы — была уничтожена последующим размывом, можно думать, что первоначальная форма месторождения имела вид широкой и почти изометричной полосы, слегка удлиненной, вероятно, в направлении с юго-юго-запада на северо-северо-восток. Эта полоса пересекала начавшую формироваться депрессию почти под прямым углом, что может указывать на еще недостаточную выраженность ее осевой линии.

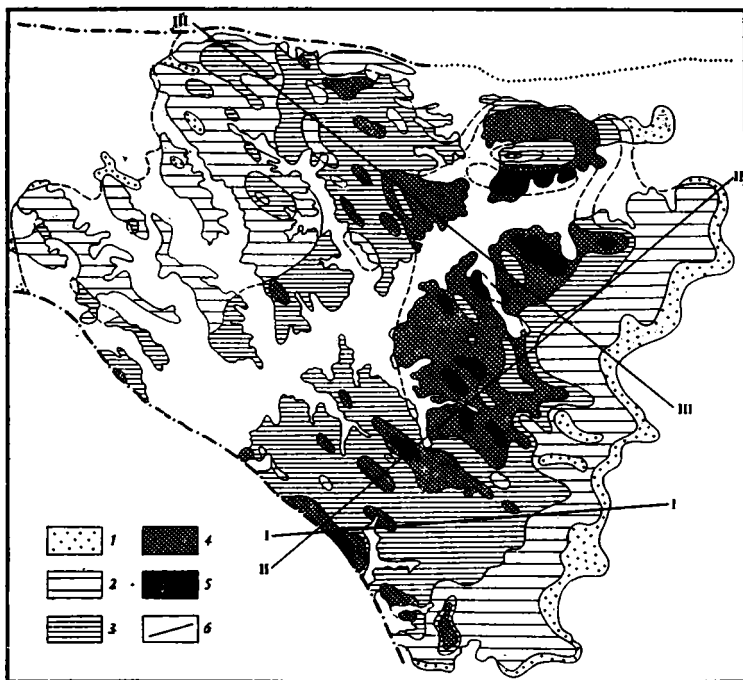
Ложе рудного горизонта ровное, без впадин и выступов, и в этом отношении напоминает ложе Больше-Токмакского месторождения.

К настоящему времени от первоначальной Чиатурской рудной площади, как мы знаем, сохранилась лишь небольшая его часть. Но несмотря на гораздо большую разрушенность эрозионными процессами сравнительно с Южно-Украинскими месторождениями, гипергенные изменения чиатурских руд произошли в гораздо меньшей степени, чем руд украинских. В центральных частях большинства нагорий, особенно крупных, строение рудного пласта, созданное на стадиях седиментогенеза и диагенеза, сохранилось практически нетронутым. Это обстоятельство облегчает его генетический анализ.

Как видно на фиг. 126, мощность горизонта варьирует от величин, близких к нулю, до 14 м, в среднем же составляет около 4,20 м. Вместе с тем рудный горизонт Чиатур обладает не монолитным однопластовым строением, как в Южно-Украинском бассейне, а сложным, и состоит из огромного числа пластообразных, очень плоских линз, между которыми располагаются такие же линзы вмещающих пород. Число линз в вертикальном разрезе меняется от одного участка месторождения к другому, колеблясь от 3 до 18; но, если учесть более редкие и маломощные линзы, располагающиеся под промышленными рудами и над ними, то общее число их возрастает до 25 и даже больше (нагорья Итхвиси, Дарквети). Мощность отдельных рудных линз колеблется от 1 до 30—50 см, редко больше. В горизонтальном направлении в разрезе линз иногда наблюдаются довольно резкие колебания мощности, но в общем, повторяем, рудные линзы плоские, пластообразные. Прослеживаются они на десятки метров, а иногда и на 200 м и более.

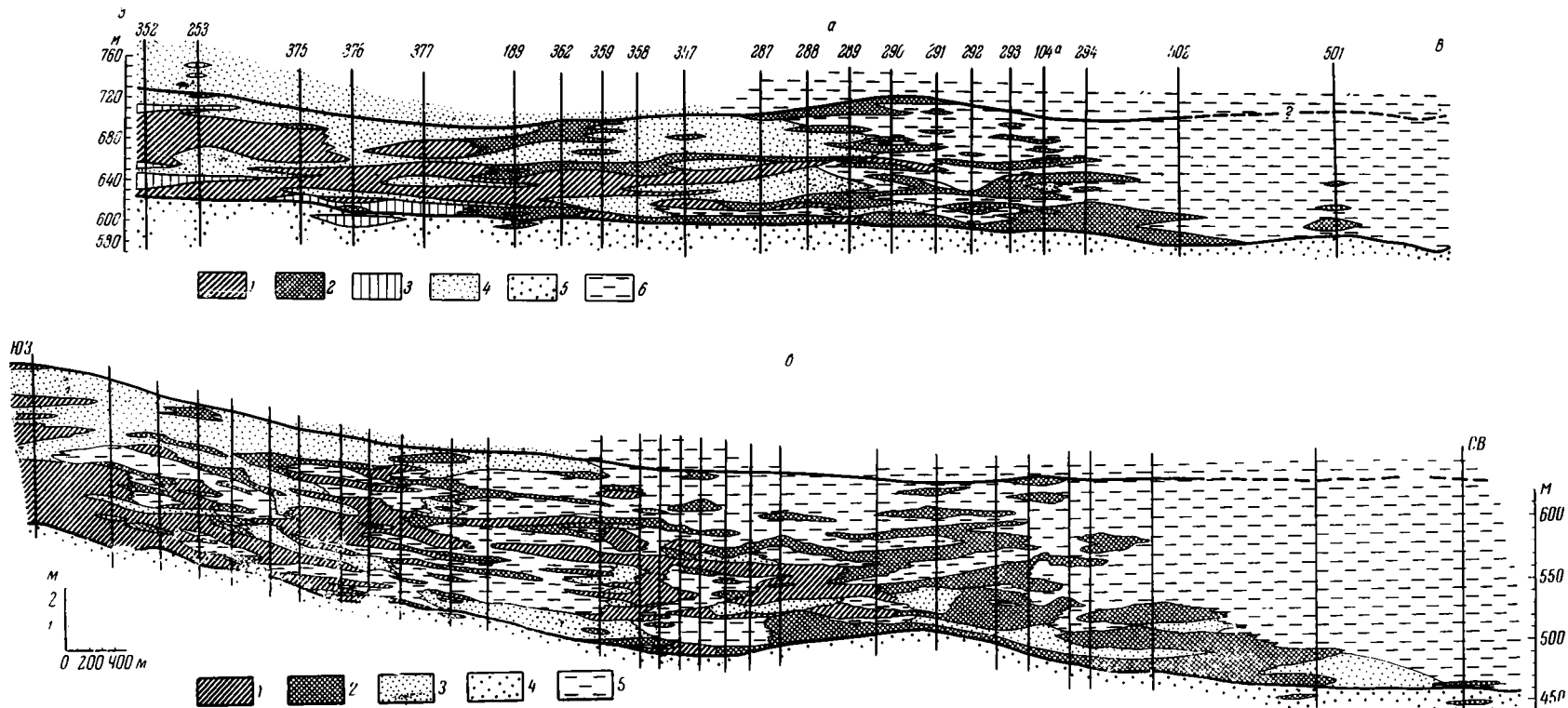
Своеобразную черту строения рудного горизонта Чиатур составляет то обстоятельство, что образующие его рудные линзы лишь относительно редко лежат свободно, со всех сторон окруженные пустыми вмещающими породами. Несравненно чаще линзы в той или иной мере соприкасаются одна с другой, как в горизонтальной плоскости, так и по вертикали, сливаясь на большем или меньшем протяжении друг с другом. В таких анастомозах участвуют не только две соседние, но и три и большее число рудных линз. В результате анастомоз возникает специфическое строение рудного горизонта, которое может быть названо петельчато-линзовым; оно хорошо видно на профилях (фиг. 127, 128). Степень его выраженности варьирует от одного участка рудного тела к другому.

В петлях ячей, образованных рудными линзами, располагаются пустые породы — пески, глинистые пески, алевроиты, песчаные глины, чере-



Фиг. 126. Мощности рудного горизонта (в м) Чиатурского месторождения (составил Л. Е. Штеревберг, 1964)

1 — до 1,0; 2 — 1—3; 3 — 3—5; 4 — 5—7; 5 — более 7,0; 6 — линии профилей



Фиг. 127. Строение рудного горизонта Чиатурского месторождения (составил Л. Е. Штеренберг).

a — профиль по линии I—I: 1—3 — марганцевые руды; 1 — окисные, 2 — карбонатные, 3 — окисленные; 4 — песчаники; 5 — пески и песчаники (подрудные); 6 — песчаники глинистые и глины песчаные. *б* — профиль по линии II—II: 1 — марганцевые руды окисленные; 2 — то же, карбонатные; 3 — песчаники; 4 — пески и песчаники (подрудные); 5 — песчаники глинистые и глины песчаные

дующиеся по мере перехода от прибрежной зоны в открытое море. Степень развития вмещающих пород неодинакова. На некоторых нагорьях (Ргани, Мгвимеви) встречаются участки, где промышленный рудный горизонт состоит практически только из руд. Но в подавляющем большинстве случаев безрудные слои среди рудных линз всегда присутствуют. При этом уже давно замечено, что по мере удаления от юго-западного края бассейна на северо-восток мощность прослоев пустых пород постепенно возрастает, достигая иногда метра и более (Бетехтин, Авалиани и др., 1964). Этими слоями безрудных пород рудоносный горизонт по направлению на восток все более расщепляется на обособленные линзы.

Тектурные типы руд в Чиатурском месторождении те же, что и в Никопольском, но степень развития отдельных типов здесь существенно иная (табл. 104).

Т а б л и ц а 104

Соотношения (в %) разновидностей окисных марганцевых руд по нагорьям

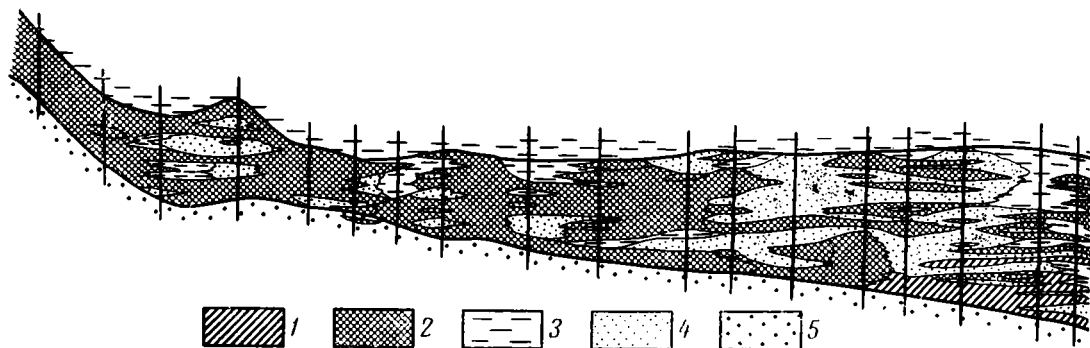
Нагорье	Прослой пустой породы	Вкрапленные руды				«Бел-та»	Сплошные руды «пласти»	
		Оолитовые и пизолитовые			Куско-вые «сац-хрили»		плотного строения	оолито-вые
		мелкозер-нистые (1—2 мм)	средне-зерни-стые (2—5 мм)	крупно-зерни-стые (5—8 мм)				
Перевиси	24,7	16,7	27,5	1,7	25,5	3,2	0,6	0,2
Шукрути	36,3	4,8	20,5	10,8	26,4	—	—	1,2
Итхвиси	45,3	4,7	11,1	4,9	30,8	3,2	—	—
Ргани	8,0	0,8	23,5	47,6	9,0	9,1	—	2,0
Зеда-Ргани	0,5	5,9	34,1	6,4	42,5	8,8	1,8	—
Буникаури	—	7,5	29,9	38,0	24,5	—	—	—
Табагреби	8,0	6,8	32,5	—	50,5	1,7	—	—
Мгвимеви	19,2	4,2	36,1	—	30,1	9,3	0,8	0,3
Дарквети	52,1	2,0	36,7	—	7,5	1,1	—	0,6

Помимо перечисленных в таблице высокопроцентных рудных агрегатов, в окисной зоне Чиатур имеются еще и низкопроцентные землистые, а также цементационные руды с большим содержанием обломочного материала. В карбонатной зоне (закрывающей около 40% всех руд) наряду с вкрапленными несколько шире развиты сплошные руды.

Сопоставляя набор тектурных типов Чиатур и Никополя, можно видеть, что для Чиатур характерно слабое развитие конкреционных и сплошных руд; зато гораздо сильнее представлены оолитовые и мелкопизолитовые разновидности.

Неизбежно встает вопрос: что же в строении рудного горизонта Чиатур первично, т. е. создано на стадии седиментогенеза, и что вторично и возникло в диагенезе и еще позже, при вскрытии и выветривании месторождения?

Генезис оолитов, пизолитов, конкреций, участков сплошных руд в Чиатурах, как и в Южно-Украинском бассейне, ясен: это, несомненно, образования диагенетические, обязанные перераспределению марганца в диагенезе и концентрированию его около множества центров. Гипергенное преобразование карбонатных руд не внесло здесь чего-либо существенно нового и не нарушило заметно сложившихся еще в диагенезе соотношений между выделениями и цементирующей массой. Только местами на выходах рудный компонент был замат в междурудные пустые породы, что создало видимость возрастания мощности рудных линз. При выходе из зоны латерального окисления эти вторичные искажения, к тому же ограниченного

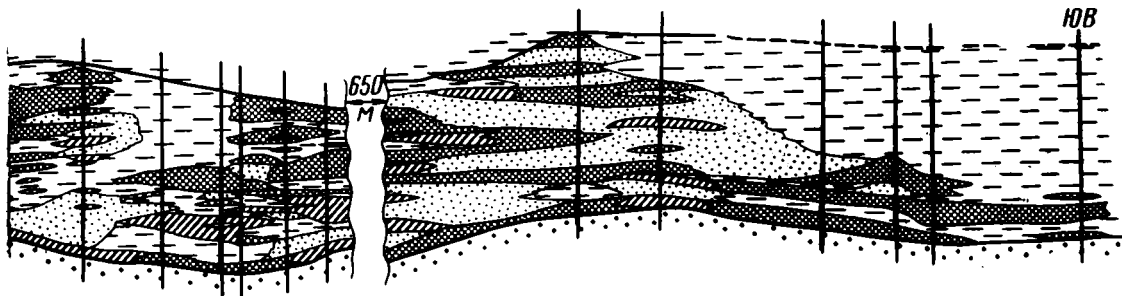


Фиг. 128. Строение рудного горизонта Чиатур
Профиль по линии III — III: 1 — окисная руда; 2 — карбонат

распространения, исчезают. В центральных частях нагорий мы наблюдаем, как уже указывалось, ненарушенное гипергенезом вкрапленное строение рудного горизонта, возникшее в диагенезе. Но несомненно диагенетическая природа текстуры чиатурских руд еще не решает вопроса о генетической природе сложнолинзового или петельчато-линзового строения рудного горизонта в целом. Этот вопрос требует специального рассмотрения.

При допущении седиментационного происхождения рудных линз и разделяющих линз вмещающих пород на любом горизонтальном (по наслонению) разрезе через рудный горизонт мы получили бы чрезвычайно прихотливую картину частой смены пятен обычных песков (или алевритов), диаметром в десятки и первые сотни метров, пятнами рудного (марганцовистого) осадка таких же размеров. Такая пестрая картина с необходимостью вытекает из ранее разобранных профилей. Но ничего подобного при обычном ходе седиментации в шельфовой зоне моря не наблюдается, и нет разумных оснований полагать, что при рудообразовании распределение разных типов отложений в верхней части шельфа должно быть иным, чем обычно, тем более, что понять механизм возникновения такой пестроты нельзя. Все это заставляет думать, что пестрое, петельчато-линзовое строение рудного горизонта возникло не на стадии седиментогенеза, а позже, на стадии диагенеза, и есть результат интенсивного перераспределения первоначально относительно равномерно распределенного в рудном горизонте марганцового материала.

Если это так, то мы можем рассчитать, каково приблизительно было исходное содержание марганца, созданное в седиментогенезе, и насколько усилило его диагенетическое перераспределение, создавшее линзы. Так как средневзвешенная (по соответствующей карте) мощность рудного горизонта 4,20 м, рудных линз 2,30 м, а средневзвешенное содержание марганца в них 24,0%, то исходная седиментационная концентрация марганца при его равномерном распределении в осадке должна быть около 13,2%, т. е. примерно вдвое меньше, чем на Грушевско-Басанской площади, весьма близкой по размеру к Чиатурской. Но в результате энергичного диагенетического перераспределения марганца и стягивания его в рудные линзы средневзвешенное содержание марганца в последних возросло от 13,2% до 24,0%, т. е. почти в два раза. Однако в обогащенной («мытой») карбонатной руде, т. е. сумме разнообразных стяжений, содержание марганца поднимается до 35—40% и выше, т. е. еще примерно в 1,5—2 раза. Общее позитивное действие диагенетического перераспределения, следовательно, должно быть оценено в данном случае цифрами 2,6—3,5. Оно в 2,5—3 раза выше, чем в Южно-Украинском бассейне. Это и естественно:



кого месторождения (составил Л. Е. Штеренберг)
 ная руда; 3 — глинистый песчаник; 4 — песчаник; 5 — песок

базируясь на более низком исходном содержании марганца, диагенетическое перераспределение его и стягивание в более ограниченные участки сказались сильнее. В этом заключается общий закон диагенетического перераспределения аутигенных компонентов осадка вообще.

Еще интенсивнее проявилось диагенетическое перераспределение в качестве дополнительного рудообразующего фактора в Мангышлакском месторождении.

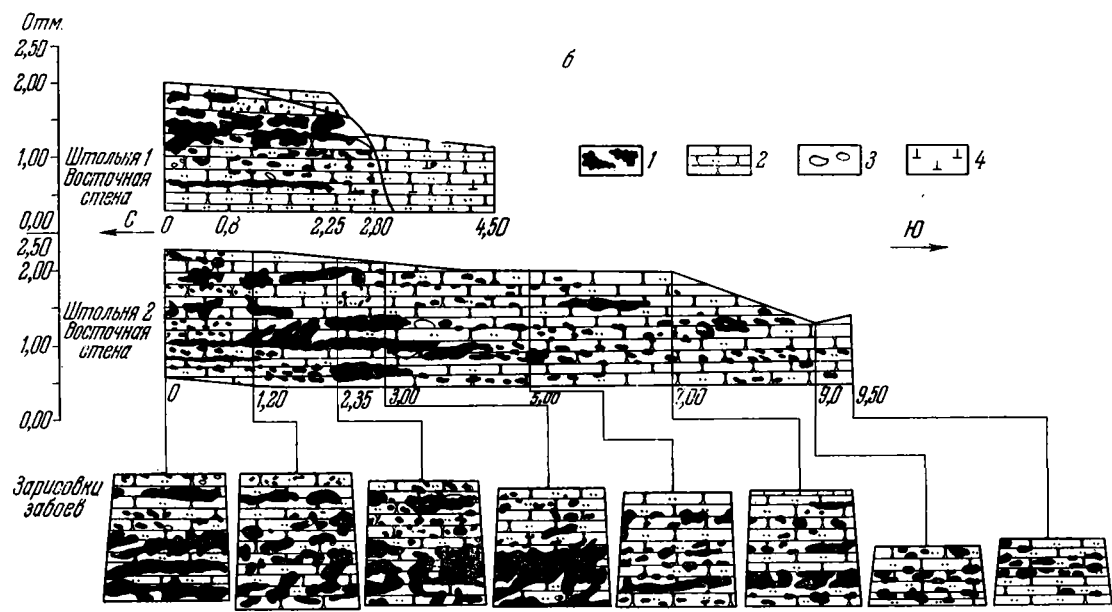
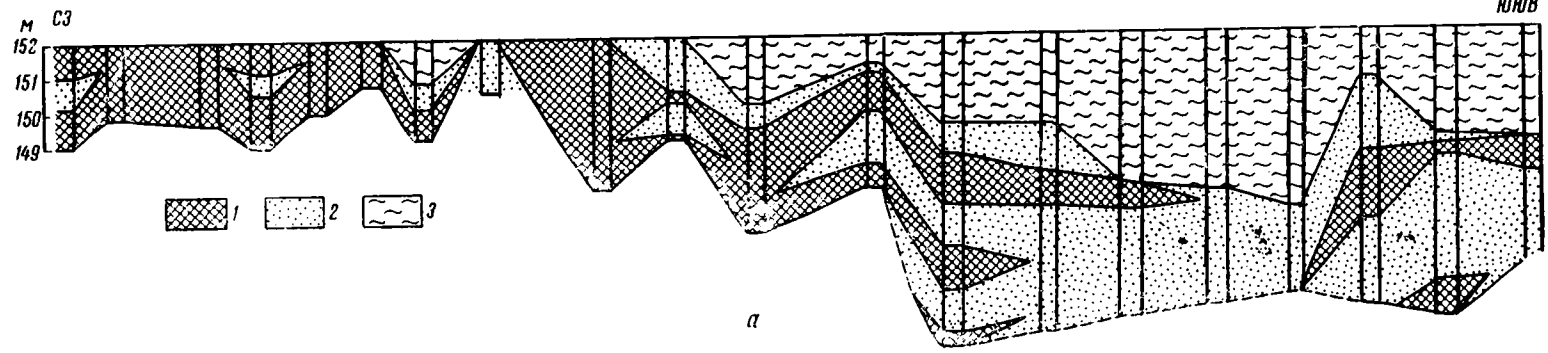
4. Строение рудного горизонта Мангышлакского месторождения

Мангышлакское месторождение, как мы знаем, возникло в проливе, отвечающем синклинали между Каратауской мегантиклиналью и поднятием Беке-Башкудук, точнее на северном крыле этой синклинали. Подобно Чиатурскому и Больше-Токмакскому месторождениям, рудные накопления ложились здесь на ровную поверхность морского дна, слегка наклоненную к югу. Последующая эрозия сохранила до нас лишь немногие реликты прежней площади.

На фиг. 129 представлен профиль рудного горизонта на участке Сартаган, секущий его вкрест простирания. Нетрудно видеть, что горизонт состоит из коротких линз (в десятки метров, редко более 100 м), которые сменяют одна другую, располагаясь на разных уровнях разреза.

Резко выражена вкрапленная текстура линз: руда состоит из бесформенных землистых пятен и желваков разных размеров, округлых, лепешковидных, неправильной формы. Оолиты (и пизолиты) встречаются крайне редко. Сплошные руды с высоким содержанием марганца отсутствуют и в окисной, и в карбонатной частях месторождения. Содержание рудных вкрапленников в линзах, из которых построено месторождение, как правило, невысокое (10—30%), более «густо вкрапленные» руды редки. Густота вкрапленников быстро меняется по простиранию пласта, образуя то сгущения, то разрежения.

После сказанного ранее, особенно о Чиатурах, едва ли нужно дополнительно доказывать, что и текстура руд, и само строение рудного горизонта в Мангышлакском месторождении представляют собой образования, возникшие в диагенезе, а не на стадии накопления осадка. Что касается приблизительных оценок первичного седиментационного содержания Mn в осадке и дополнительного рудообразующего эффекта его диагенетического перераспределения, то они могут быть даны пока лишь для двух участков месторождения — Сартаганского и Чакрырганского, по которым имеется наибольшее количество материала.



Фиг. 129. Строение рудного горизонта Мангышлакского месторождения (участок Сартаган). По В. В. Пономареву
 а — общий профиль: 1 — марганцовые руды Pg_3^1 ; 2 — вмещающие породы Pg_3^1 ; 3 — покрывающие породы Pg_3^2 . б — детали строения рудного горизонта того же участка: 1 — марганцовая руда; 2 — алеврит крупнозернистый; 3 — карбонатные конкреции; 4 — известковистость

Средняя мощность рудного горизонта на Сартагане 3,6 м, из которых на долю рудных пластов приходится 2,4 м; на Чакрыгане соответственно 4,2 и 3,42 м. Современное среднее содержание марганца в сырой руде на Сартаганском участке 2,63%, на Чакрыганском — 6,80%. Стало быть, в первичном осадке седиментационное содержание марганца должно составлять на Сартагане 1,8%, на Чакрыгане 5,64%. В ходе диагенеза, сформировавшего рудные линзы в Сартагане, содержание Mn с 1,8 поднялось до 2,63%, т. е. в 1,5 раза, а на Чакрыгане — с 5,64 до 6,80%, т. е. в 1,2 раза. Но обогащенные («мытые») руды на первом из участков содержат около 12%, а на втором — 14% марганца; значит, максимальное диагенетическое концентрирование Mn при возникновении этих руд на Сартагане выражается числом 6,7, а на Чакрыгане — 2,5.

5. О роли диагенеза в формировании нижнеолигоценовых месторождений юга СССР

Итак, в ряду нижнеолигоценовых рудных площадей, начиная от Южно-Украинского бассейна к Чиатурскому месторождению и от него к Мангышлакскому, первичные седиментационные черты строения месторождений и распределения в них марганца утрачиваются во все большей степени, заменяясь диагенетически обусловленным строением рудного горизонта и распределением в нем рудного компонента. Эти изменения в настоящее время могут быть выражены следующими цифрами (табл. 105).

Таблица 105

Роль диагенеза в формировании олигоценовых месторождений марганца

Месторождения	Средняя мощность, м		Среднее содержание Mn, %			Эффективность диагенеза
	рудного горизонта	рудных линз	в исходном осадке	в сырой руде	в обогащенной руде	
Южно-Украинские	2,18	—	—	29,15—19,35	39,59—19,35	1,14—1,64
Чиатурское . . .	4,20	2,30	13,20	24,50	35—45	2,6—3,5
Мангышлакское .	3,6—4,2	2,6—3,4	1,8—5,64	2,63—6,8	12—14	2,5—6,7

Отчетливо видны две существенные закономерности: 1) чем ниже исходное седиментационное содержание марганца в рудном месторождении, тем сильнее выражено дополнительное рудообразующее действие диагенетического перераспределения этого элемента, создающего конкреции с повышенным содержанием Mn; 2) несмотря на значительный иногда эффект, рудообразующее влияние диагенеза все же ограничено и у месторождений с низкими первичными содержаниями марганца даже очень сильное действие диагенетического перераспределения создает только бедные руды.

Если обозначить одним термином генетический тип нижнеолигоценовых месторождений, то все их следует назвать, конечно, седиментационно-диагенетическими, ибо в истории формирования каждого из них повышенные концентрации марганца возникали уже в седиментогенезе и дополнительно усиливались в диагенезе. Но относительное значение каждого процесса в образовании руд в разных месторождениях резко неодинаково. Когда, например, мы называем руды Южно-Украинского бассейна седиментационно-диагенетическими, мы должны центр тяжести видеть в первой части этого составного наименования, тогда как в рудах Мангышлака — во второй его части; может быть, в последнем случае правильнее было бы изменять и самую структуру наименования и говорить о диагенетическо-седиментационных рудах.

Как бы велико не было значение диагенеза в становлении нижнеолигоценых руд, их специфику составляет то обстоятельство, что перераспределение марганца происходило в общем в пределах площади первичного рудного осадка без резкого смещения марганца в горизонтальном направлении, в какую либо соседнюю гранулометрическую фацию отложений.

Существенно иначе обстоит дело в верхнеолигоценово-нижнемиоценовом Лабинском месторождении Северного Кавказа.

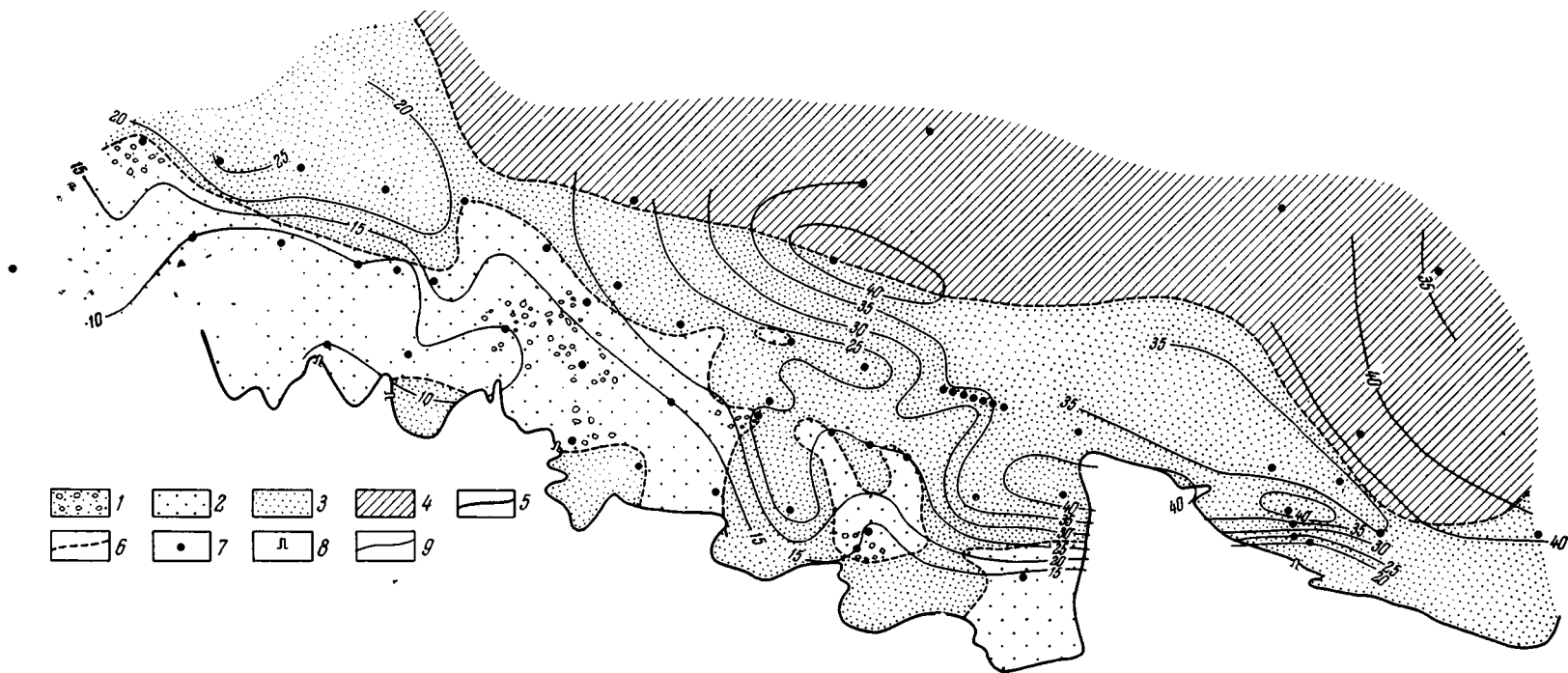
6. Строение и состав рудного горизонта Лабинского месторождения

Как мы знаем, фациально Лабинское месторождение локализовано среди подводно-дельтовых отложений одной из рек, стекавших с Кавказского хребта. Это обстоятельство обусловило ряд характерных особенностей месторождения, прежде всего большие мощности рудного горизонта и своеобразное расположение в нем гранулометрических типов осадков и марганцевых руд.

Как видно на схеме (фиг. 130), изображающей наиболее разбуренную и изученную часть Лабинского месторождения, мощность рудного горизонта варьирует от 5 до 50 м и в общем гораздо больше, чем на всех других месторождениях. При этом минимальные мощности (5—10—15 м) сосредоточены у южной прибрежной границы месторождения; по направлению к морю они растут и достигают максимума. Характерно, что в прибрежной зоне с мощностями менее 15 м породы сложены большей частью наиболее грубыми и хорошо отмытыми песками, линзами, содержащими зерна гравия; эти промытые пески образуют три разобщенных пятна, из которых западное, субширотно вытянутое, самое крупное; два других расположены восточнее, имеют малые размеры. В областях повышенных мощностей горизонта (15—50 м) локализованы более мелкозернистые пески, менее промытые, без гравийных зерен. Мощности здесь быстро меняются по простиранию, образуя три субширотно вытянутых максимума. В восточной части участка, изображенного на фиг. 131, эти более мелкозернистые пески разделяют и окружают два пятна более грубозернистых песчаных отложений. Севернее зоны песчаных осадков расположена зона алевритов достаточно большой мощности. Внутри месторождения руды лежат многочисленными, небольших размеров линзами, которые то как бы плавают во вмещающей породе, то разобщены друг от друга, то соприкасаются, часто расщепляясь (фиг. 132, а, б). Суммарная мощность рудных пластов резко меняется от скважины к скважине, колеблясь от 0,5 до 15, чаще до 10 м. Как видно из сравнения фигур 130 и 131, имеется отчетливая корреляция между общей мощностью рудного горизонта и его гранулометрией, с одной стороны, и суммарной мощностью рудного пласта — с другой. Наибольшие суммарные мощности рудного пласта локализованы среди полосы безгравийных песков, быстро убывая как к югу, к берегу — в более грубозернистых, содержащих гравийные зерна песчаных породах, так и севернее — в полосе алевритов.

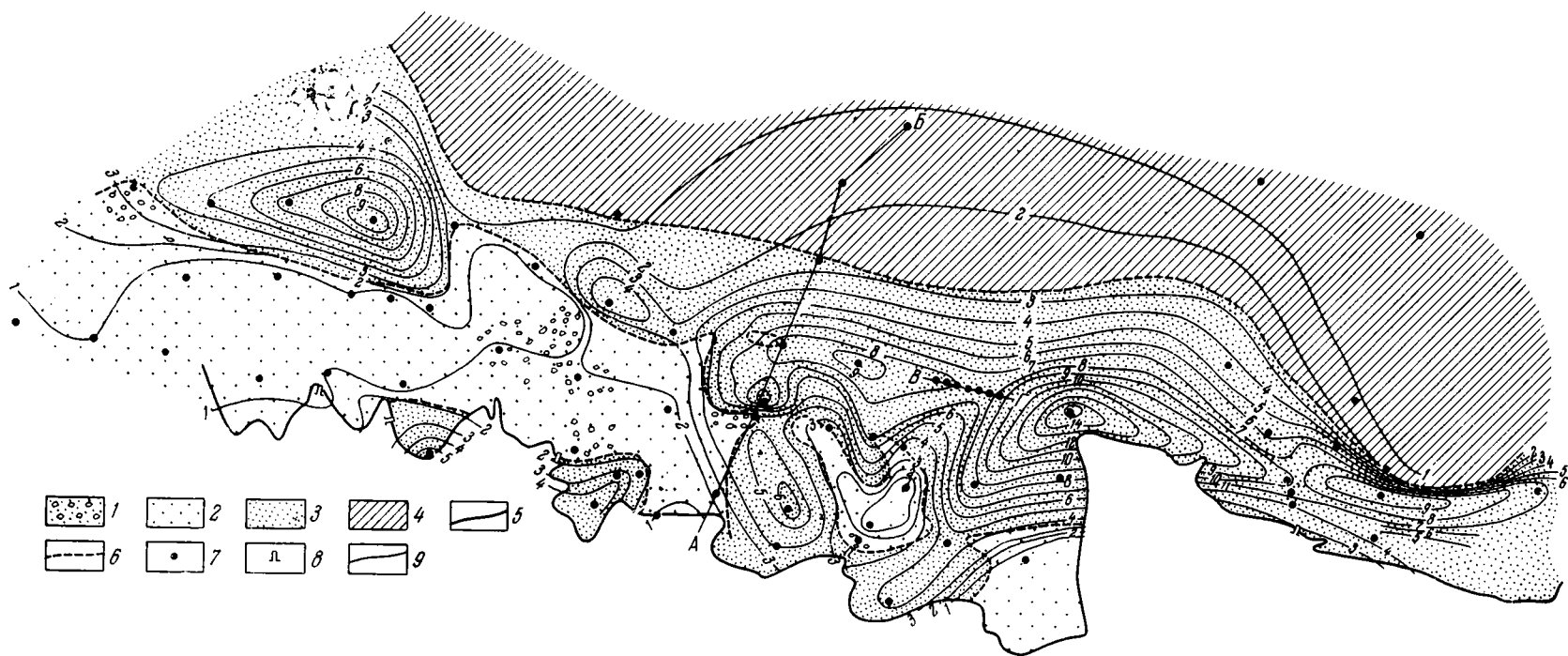
Рудные линзы, которые слагают Лабинское месторождение, имеют типично вкрапленное строение и образованы рудными стяжениями разных размеров. Несмотря на залегание в промытых песках, отложенных в гидродинамически активной среде, следов перемива руд мало и они приурочены только к ближайшей к берегу части рудного горизонта.

Вне очень ограниченной зоны гипергенного окисления латерального типа руды образованы только карбонатными минералами, причем в месторождении наблюдается характерная минералогическая зональность (табл. 106, фиг. 133). В береговой (надводной) части дельты развиты многочисленные крупные известково-доломитовые стяжения и массовая цементация песков таким карбонатом, в подводной дельте — кальциево-родохрозитовые руды, в авандельтовых алевролитах — бедные олигонитовые руды,

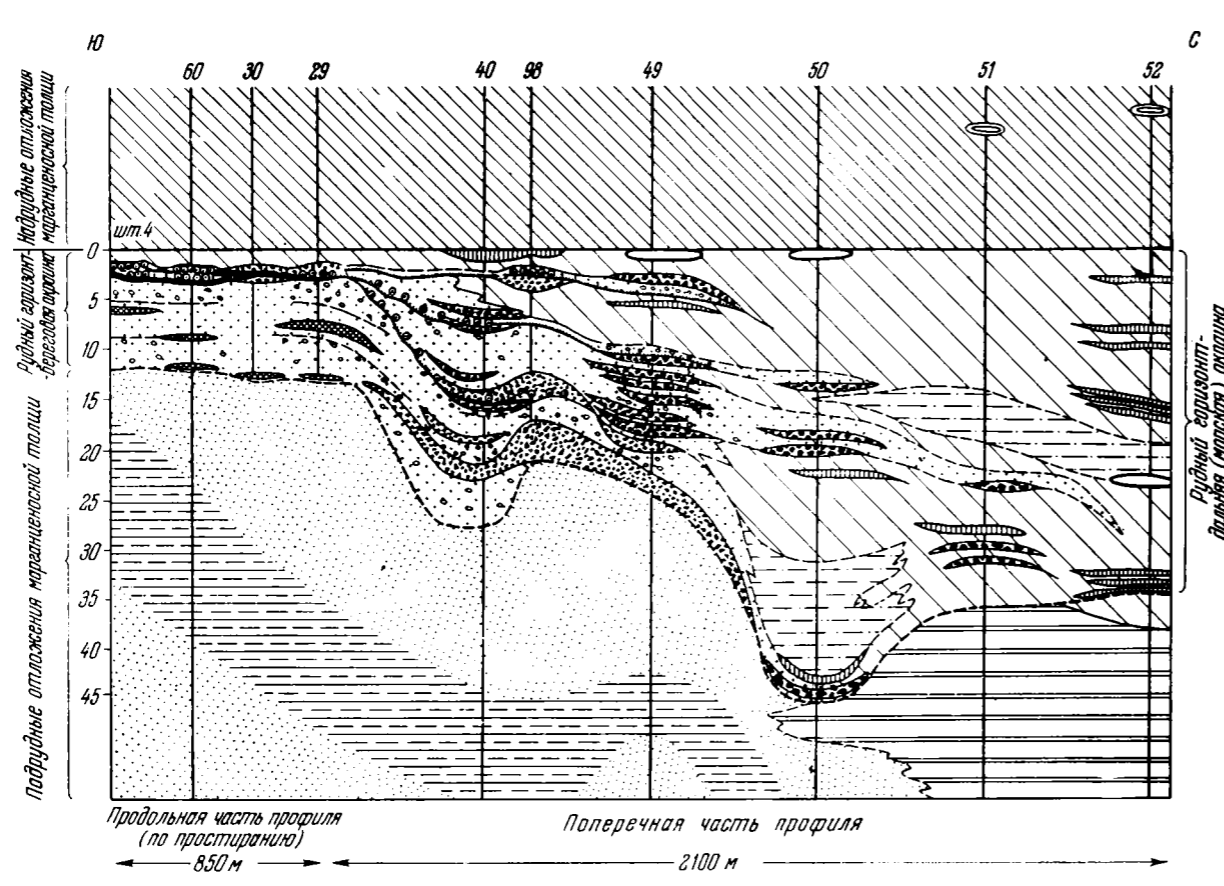


Фиг. 130. Мощности рудного горизонта Лабинского месторождения (составил В. В. Калинин)

Породы, непосредственно вмещающие руды: 1 — пески разномеристые гравийные; 2 — пески разномеристые; 3 — пески тонкомеристые; 4 — алевроиты. Границы: 5 — современная южная (эрозийная) граница рудного поля; 6 — границы распространения основных типов вмещающих отложений. Точки изучения рудного горизонта: 7 — скважины; 8 — штольни; 9 — изолинии мощностей (в м)



Фиг. 131. Суммарные мощности рудных слоев (составил В. В. Калинин)
 Горы, непосредственно вмещающие руды: 1 — пески разномерные гравийные; 2 — пески разномерные; 3 — пески тонкозернистые; 4 — алевроиты. Границы:
 5 — современная южная (эрозионная) граница рудного поля; 6 — границы распространения основных типов вмещающих отложений. Точки изучения рудного горизонта:
 7 — скважины; 8 — штольни; 9 — изолинии средневзвешенных содержаний марганца (в %)



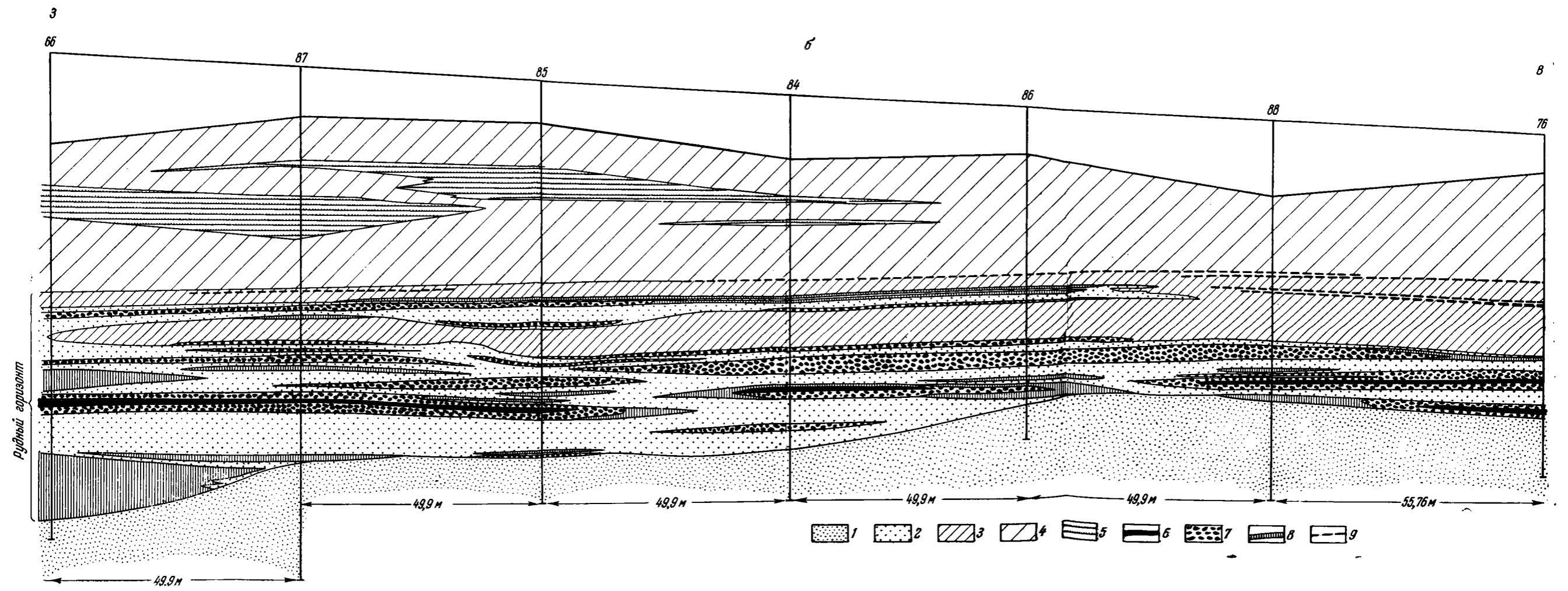
- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17

Фиг. 132. Профили через Лабинское месторождение

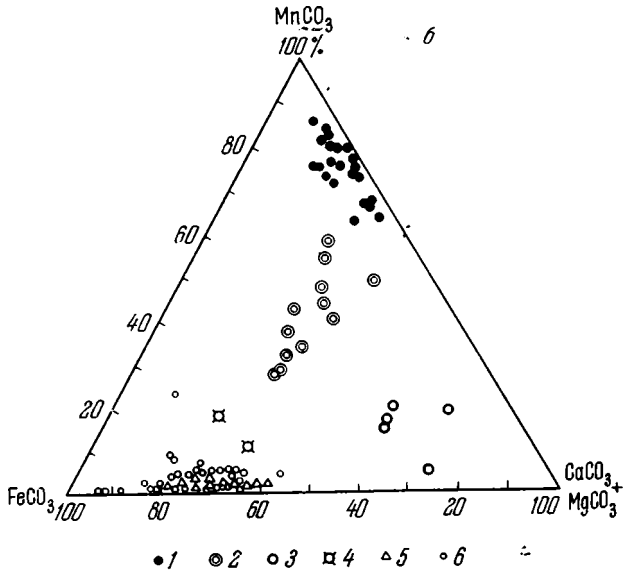
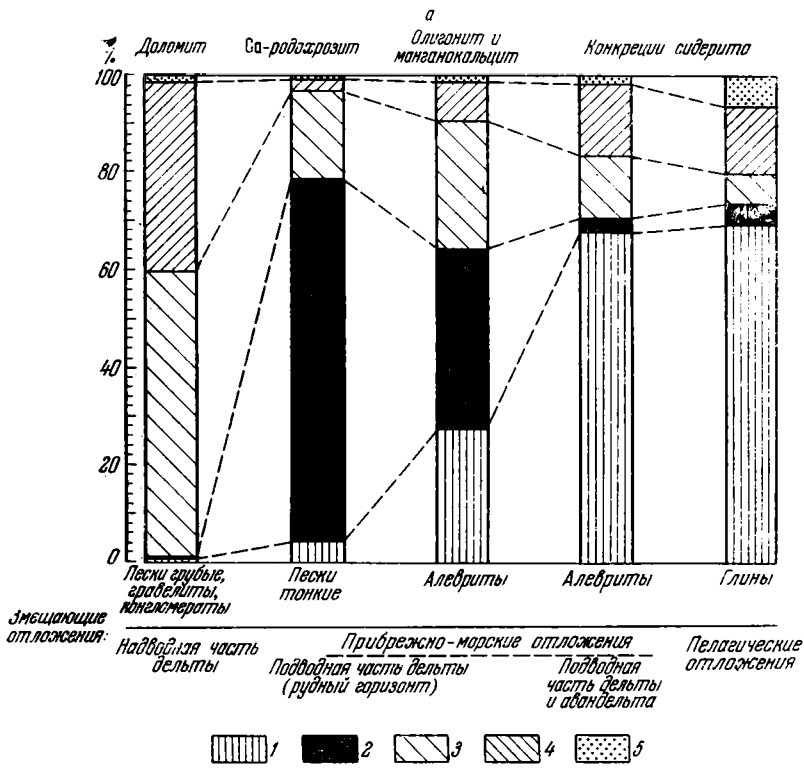
а — поперечный профиль одного небольшого участка (составил В. В. Калинин). Карбонатны: марганцовые (Са-родохрозитовые) руды: 1 — оолитовая; 2 — сплошная; 3 — желвачковая; 4 — пески с дисперсным рудным карбонатом; 5 — карбонатные железисто-марганцовые (олигонито-марганитовые) руды; 6 — окисленные марганцовые руды; 7 — марганцовистые сидериты; 8 — сидеритовые конкреции. Вмещающие отложения рудного горизонта: 9 — пески гравийные; 10 — пески тонкозернистые; 11 — алевриты; 12 — породы тонкого переслаивания (алееритов и алееритистых глин). Подрудные отложения: 13 — пески алееритоглинистые, несортированные; 14 — глины алееритовые; 15 — флишеподобное тонкое переслаивание алееритов и глин. Надрудные отложения: 16 — алеериты; 17 — внутриформационные перемычки. Протяженность линз руды в ряде случаев преувеличена.

б — продольный профиль (составил В. В. Калинин, по И. А. Русинвичу): 1 — пески под рудные; 2 — пески рудного горизонта; 3 — алеериты рудного горизонта; 4 — алеериты надрудные; 5 — алееритистые породы тонкого переслаивания; 6 — руда марганцовая, карбонатная, сплошная; 7 — руда марганцовая, карбонатная, желвачковая; 8 — песок с дисперсным марганцовым карбонатом; 9 — руда железисто-марганцовая, карбонатная

Н. М. Страхов



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9



Фиг. 133. Минералогическая зональность Лабинского месторождения (а) и состав карбонатов (б). Составил В. В. Калинин

а — химический состав диagenетических карбонатов (в %): 1 — FeCO_3 ; 2 — MnCO_3 ; 3 — CaCO_3 ; 4 — MgCO_3 ; 5 — $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$.

б — химический состав марганцовых руд и сидеритов¹ из замещающих отложений: 1 — марганцовые Са-родохрозитовые руды; 2 — железисто-марганцовые манганокальцит-олигонитовые руды; 3 — марганцово-железисто-известковые карбонаты рудного горизонта; 4 — марганцовые сидериты; 5 — сидериты дельтовые; 6 — сидериты морские

Фациальный ряд, образуемый марганценовыми прибрежно-морскими отложениями
Лабинского месторождения и их береговыми и пелагическими аналогами.
Диagenетические карбонаты, связанные с отложениями фациального ряда

Фациальный ряд	Сопряжение на водных и подводных дельтовых отложений (береговая фашия)	Подводные дельтовые отложения (марганценовая толща месторождения)		Авандельтовые отложения	Пелагические отложения (эквиваленты рудного горизонта)	
Породы	Крупнозернистые пески, гравелиты, конгломераты	Тонкозернистые пески (с примесью гравия)	Алевриты крупные	Алевриты (шлишенодобные)	Глины	
Ряд диagenетических карбонатов и их химический состав	Доломиты	Марганцовые руды (Са-родохрозитовые) (собственно руды)	Железисто-марганцовые руды (олигонитовые с манганокальцитом)	Конкреции сидерита	Конкреции манганосидерита	Конкреции железистого фосфата
MnCO ₃	0,34	74,14	37,44	2,28	7,04	2,74
FeCO ₃	0,62	4,36	27,11	56,52	72,42	45,54
CaCO ₃	59,06	18,40	26,14	21,05	5,32	6,30
MgCO ₃	39,30	2,76	8,02	18,78	8,87	5,23
Ca ₃ (CO ₄) ₂	0,67	0,42	1,23	1,36	7,50	40,18
Mn _{вал}	0,13	25,41	8,23	0,53	2,56	0,89
Fe _{вал}	2,81	2,70	7,44	14,56	25,37	13,41
Mn : Fe	0,05	9,41	1,16	0,04	0,10	0,07

в которых средние содержания Mn 8,22%, Fe 7,44%. Еще мористее, при переходе в глинистые отложения, стяжения олигонита вытесняются марганцовистыми сидеритовыми конкрециями, перемежающимися с железисто-кальцитовыми. От минералогической зональности в нижнеолигоценых рудах эта зональность Лабинского месторождения отличается наличием известково-доломитовой зоны в области ближнего выклинивания и резко выраженной олигонитовой зоной, переходящей в манганосидеритовую в зоне дальнего выклинивания.

Тектурные типы руд также несколько необычны (табл. VI, 1—10). Главными из них являются сплошные и желваковые руды. Для сплошного типа характерна интенсивная цементация песка в пределах слоев мощностью до 1 м и более. Руда имеет вид зернистого песчаника и часто отличается необычайной пористостью, губчатостью.

В зернистой или пористой основе руды присутствуют особо уплотненные темные каменистые мелкокристаллические участки максимальной цементации (табл. VI, 3, 4). Они обычно имеют полосовидную или корковидную форму.

Руда нередко наследует волнистую и мульдобразную перекрестную слоистость вмещающего песка, интенсивно проникает по поверхности внутриформационных перемыслов.

Микроскопически в руде обнаруживается крупноферролитовая структура марганцового карбоната. Часто встречаются оолиты и их обломки. Терригенных обломков мало, так как они усиленно вытеснялись из карбоната при раскристаллизации.

Сплошной тип руды тяготеет к ближайшей к берегу части горизонта, где имеются следы перемыва осадка.

Желвачковая руда представляет собой конкреционные стяжения (желвачки) рудного карбоната, крайне неравномерно залегающие в рыхлом песке. Стяжения легко извлекаются из песка отмывкой. Размеры их от долей миллиметра до 40 мм. Крупные и очень мелкие стяжения встречаются совместно без какой-либо сортировки. Форма желваков чрезвычайно неправильная, резко угловатая или прихотливая, «червячковая»; как обычно, они сильно пористы, ячеисты (табл. VI, 6, 7). По структуре эти стяжения не отличаются от пористых разновидностей руды сплошного типа.

Оолитовая руда образована скоплением оолитов размерами до 2—5 мм (табл. VI, 1,2). Форма оолитов неправильная, что связано в одних случаях с формой обрастаемого обломка, в других — со смятием пластичных оолитов на ранних стадиях их образования в осадке. Часто встречаются раздробленные оолиты. Довольно обычно в оолитах чередуются неокисленные и окисленные концентры, а обломки оолитов, как правило, имеют на поверхности окисленную пленку. Между тем, цементирующий марганцовый карбонат следов окисления не несет.

Оолиты и их обломки дают скопления по поверхности внутрiformационных переывов, в базальных частях волнистых серий и вообще по слоистости. Оолиты распространены мало, самостоятельного значения они не имеют, а образуют линзовидные волнистослоистые прослои толщиной 3—12 см в мощных телах руды сплошного типа. Развита оолиты только в самой прибрежной (южной) части месторождения.

Если сплошные и оолитовые руды развивались преимущественно в слоистых разновидностях песков, то желвачковые тяготеют к более однородным пескам, распространенным дальше от берегов в средней части рудного поля. Желвачковый тип на месторождении встречается чаще других.

Наряду с описанными типами руд встречается еще дисперсная форма нахождения рудного компонента. Рудный карбонат в этом случае рассеян между обломками кварца в виде мельчайших глобул (табл. VI, 9). Песок становится слабокарбонатным, и содержание в нем Mn равно 0,1—3%.

Рассмотренные типы руд тесно связаны между собой. Центральную часть рудных тел составляют руды сплошного типа. К периферии сплошной тип сменяется желвачковым, а последний — песками с дисперсным рудным карбонатом (табл. 107). При этом состав карбоната меняется мало, резко падает лишь интенсивность его выделения. Минералогически это Са-родохрозит.

Карбонатные железо-марганцовые рудные образования химически резко отличаются от родохрозитовых: в них падает содержание марганца, увеличивается роль кальция и особенно железа. Содержания $MnCO_3$, $FeCO_3$, $CaCO_3$ становятся близкими (табл. 108), преобладание $MnCO_3$ в составе карбоната минимально и не всегда этот компонент стоит на первом месте. Заметно растет роль $Ca_3(PO_4)_2$. Валовое содержание марганца даже в составе рудных стяжений (концентрат, выделенный из натуральной руды) составляет в среднем около 8%.

Согласно результатам рентгеновского анализа, произведенного в Геологическом институте АН СССР, карбонат железо-марганцовой руды состоит из двух самостоятельных минералогических фаз: олигонита $(Fe, Mn)CO_3$ и манганокальцита $Ca(Mn)CO_3$. В этом причина такого резкого колебания химического состава карбоната, какое не наблюдалось в предыдущем случае для мономинерального карбоната.

В отличие от Са-родохрозитовых руд олигонитовые связаны только с алевритами. У них отмечено лишь два текстурных типа: желвачковый и дисперсный.

То обстоятельство, что лабинские руды залегают в отложениях, возникших в гидродинамически наиболее активной среде, но сами почти не имеют никаких следов переыва, и что в этом месторождении наблюдается

Состав Са-редохрозитовых руд Лабинского месторождения

Минеральный нерастворимый остаток, %	Состав рудного компонента, %							Mn: Fe
	MnCO ₃	CaCO ₃	FeCO ₃	MgCO ₃	Ca ₃ (PO ₄) ₂	Mn _{вал}	Fe _{вал}	
О о л и т ы								
5,03	80,76	13,79	3,17	2,24	0,02	34,63	3,94	8,79
8,74	72,46	14,23	9,01	4,25	0,05	28,77	4,96	5,80
Среднее 6,88	76,61	14,01	6,09	3,24	0,03	31,70	4,45	7,29
Участки наибольшей цементации в сплошных рудах								
14,92	82,36	13,65	2,70	1,23	0,05	31,02	2,98	10,40
14,55	82,17	13,12	2,91	1,65	0,02	32,46	2,70	12,02
12,80	83,17	14,03	2,47	0,02	0,24	31,84	2,72	11,70
16,23	76,14	15,58	6,10	2,12	0,05	27,83	4,11	6,77
Среднее 14,62	80,96	14,11	3,54	1,25	0,09	30,78	3,13	10,22
Сплошные рудные слои								
12,56	76,16	18,27	2,30	3,23	нет	33,30	1,28	26,01
32,45	75,31	12,35	9,93	2,26	0,10	22,12	6,03	3,67
38,60	79,23	13,40	3,14	3,89	0,19	20,93	1,48	14,14
31,23	75,15	11,25	9,65	3,53	0,50	22,69	2,12	10,70
43,42	63,06	22,47	3,31	11,04	0,12	15,23	2,02	7,56
18,16	73,38	19,90	2,75	3,91	0,05	26,07	2,20	11,85
21,50	86,02	9,71	3,96	0,24	0,06	22,87	3,34	6,85
40,13	78,95	17,69	1,09	0,25	нет	21,01	1,75	12,01
Среднее 29,72	75,91	15,63	4,52	3,80	0,13	23,03	2,53	11,60
Желвачковые руды								
21,04	71,23	16,29	7,95	4,31	0,18	23,60	3,36	7,02
31,45	80,27	10,58	4,15	4,94	0,06	25,14	1,99	12,63
25,86	72,12	23,91	1,80	2,03	0,07	25,26	1,56	16,19
26,80	74,94	20,47	1,76	2,79	0,02	24,55	1,77	13,87
27,19	62,38	24,72	8,46	4,25	0,01	19,66	2,06	9,54
15,63	66,79	25,73	4,71	2,59	0,16	26,22	2,56	10,24
23,32	80,70	11,23	5,13	2,79	0,15	27,20	3,04	8,95
24,93	63,73	29,80	1,97	1,44	0,06	22,10	1,83	11,75
34,12	65,30	23,80	3,77	0,78	0,34	18,01	3,04	5,92
13,67	76,51	19,71	1,49	2,06	0,22	23,48	2,30	12,38
Среднее 24,41	71,70	21,22	4,12	2,80	0,13	24,02	2,36	10,85
Дисперсный карбонат								
50,68	69,52	22,41	6,31	0,82	0,93			
Общее среднее	74,83	17,69	4,44	2,81	0,18			

Состав олигонитовых руд Лабинского месторождения

Минеральный нерастворимый остаток, %	Состав рудного компонента, %							Mn : Fe
	MnCO ₃	CaCO ₃	FeCO ₃	MgCO ₃	Ca ₃ (PO ₄) ₂	Mn _{вал}	Fe _{вал}	
52,36	39,73	23,43	23,64	5,78	2,28	7,45	6,84	1,09
63,40	18,73	50,29	11,14	18,73	1,14	2,73	4,53	0,60
30,33	48,60	31,83	10,93	7,53	1,11	14,36	5,31	2,70
42,93	44,05	24,00	23,69	7,78	0,47	10,67	8,11	1,33
48,51	28,40	18,07	42,67	9,15	1,11	6,09	10,56	0,58
55,12	53,57	23,59	18,74	2,31	1,79	9,12	7,08	1,29
43,03	27,67	22,96	40,99	7,73	0,65	7,38	11,01	0,67
43,82	34,39	26,36	33,66	5,13	1,44	11,21	6,55	1,71
73,20	42,34	17,31	30,59	8,90	0,85	2,83	5,67	0,50
43,80	36,95	19,52	35,07	7,16	1,49	10,39	8,79	1,18
Среднее 49,65	37,44	26,14	27,11	8,02	1,23	8,73	7,44	1,16

минералогическая зональность карбонатных минералов, не наблюдаемая в таком виде ни в одном из других олигоценых месторождений, заставляет думать, что и механизм формирования лабинских руд был существенно иным, чем в нижнеолигоценых накоплениях. Несомненно, диагенетическое перераспределение марганца здесь играло особо большую роль. При этом, в отличие от нижнеолигоценых месторождений, перетекание карбонатного марганцовистого материала происходило не в пределах площади первичного накопления рудного осадка, а из нее в соседнюю гранулометрическую фацию. В седиментогенезе марганец накапливался, вероятно, в алевритовой зоне и примыкающих к ней глинистых песках, окружающих со всех сторон вдвинутые в них более грубозернистые песчаные дельтовые осадки, среди которых имелись участки хорошо сортированных и пористых песков и гравийных песков. Именно в силу своей хорошей сортировки эти песчаные прослои служили хорошими вентиляционными каналами, по которым происходила усиленная вентиляция более тонкозернистых алевритовых и глинистых морских осадков, окружавших дельту.

На разрезе через дельту и морские осадки постепенно, по мере захоронения осадка, установился специфический режим pH и pCO₂. Он состоял в том, что морские глинисто-алевритовые отложения обладали низкими значениями pH и высокими содержаниями CO₂, а значит и высокими концентрациями в иловой воде бикарбонатов Ca, Mg, Mn, Fe, надводные же части дельты, напротив, имели высокие значения pH и низкие содержания CO₂ и, стало быть, низкие концентрации в иловой воде карбонатов тех же металлов. При таких условиях неизбежно должен был установиться, с одной стороны, отток CO₂ из морских отложений в надводные дельтовые, а из них в воздух, с другой — диффузионный поток Fe (HCO₃)₂, Mn(HCO₃)₂, Ca(HCO₃)₂ из тонкозернистых морских отложений в дельтовые. Перемещаясь в осадки со все возрастающими величинами pH, карбонаты Fe, Mn, Ca, Mg дифференцировались и оседали в разных частях «вентиляционной трубы». Раньше всех осел наименее устойчивый FeCO₃, захватив с собой в решетку часть CaCO₃, MgCO₃, MnCO₃, в виде изоморфно замещающих его компонентов. Позже садился более устойчивый MnCO₃,

также увлекая за собой часть изоморфно замещающих его CaCO_3 и MgCO_3 с остатками FeCO_3 . И, наконец, на самом ближнем к берегу конце «вентиляционной трубы» — в надводно-дельтовых песках — осаждались наиболее устойчивые CaCO_3 и MgCO_3 с остатками MnCO_3 . Чисто диффузионные процессы поддерживались и усиливались в данном случае выжиманием в грубозернистые дельтовые отложения иловых вод из более пелагических морских иловых отложений, окружавших дельту. Проходя через зону отложений, обогащенных в седиментогенезе марганцем, выжимаемые иловые воды растворяли часть марганцовых соединений и, попадая затем в «вентиляционную трубу» со специфическим режимом pH и pCO_2 , дополнительно обогащали разные части транзитного пути различными минералами.

Так возникла своеобразная минералогическая зональность Лабинского месторождения, отличная от зональности во всех других месторождениях, а руды оказались приуроченными к осадкам наиболее хорошо сортированным, отложенным в гидродинамически весьма активной среде; при этом в самих рудах следов перемыва очень мало.

Описанный механизм начинал действовать вскоре же после отложения каждой новой порции дельтовых и прилегающих к ним морских отложений и функционировал в течение всего времени образования рудного слоя. При этом в ближайшей к берегу части дельтовой серии происходило иногда перемывание осадка и только что сформированные оолиты подвергались окислению, иногда дробились, а поверхностный слой их окислялся. После нового захоронения рост оолитов продолжался; окисленные концентры, однако, сохранялись, покрываясь новыми карбонатами. Вне прибрежной зоны дельтового комплекса следов перемывания руды нет. Но передвигавшиеся в толще осадка диагенетические карбонаты Mn, Ca, Mg, Fe нередко использовали поверхности седиментационных перерывов в толще песков в качестве места интенсивного отложения.

При таком понимании генезиса лабинских руд их следует трактовать в качестве собственно диагенетических, ибо они возникли в осадке, не имевшем первичного седиментационного обогащения марганцем. Последний был занесен в дельтовые пески в процессе диагенеза из тонкозернистых авандельтовых отложений, в какой-то мере обогащенных марганцем в седиментогенезе. По механизму формирования лабинские марганцевые руды являются аналогом Березовского сидеритового месторождения, где FeCO_3 также переместилось в диагенезе в грубозернистые отложения, сильно вдвинутые в толщу глинистых озерных осадков (Страхов, 1960). Поэтому можно думать, что интенсивное горизонтальное диагенетическое смещение огромных масс карбонатов Fe, Mn, Ca и Mg происходит всегда, когда грубозернистые отложения по каким-либо причинам резко вдвинуты в тонкозернистые и играют для них роль интенсивно работающей «вентиляционной трубы» и канала, по которому перемещаются отжимаемые из тонкозернистых отложений иловые воды¹.

7. О роли диагенеза и гипергенеза в становлении олигоценовых руд и строении рудного горизонта месторождений

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод об огромном значении диагенеза в возникновении как самих марганцовых руд, так и современного строения рудного горизонта месторождений, гораздо большем, чем это принималось до сих пор исследователями.

По относительной роли диагенеза в формировании руд среди олигоценовых месторождений различаются две группы: *седиментационно-диа-*

¹ Изложенная концепция генезиса лабинских руд принадлежит первому автору этой книги.

генетические месторождения нижнего олигоцена, образующие подавляющую массу олигоценовых руд вообще, и *собственно диагенетические*, представленные единственным, небольшого масштаба Лабинским месторождением.

При образовании месторождений первой группы заметное или даже большое обогащение осадка марганцем происходило уже на стадии седиментогенеза; диагенетическое перераспределение только усиливало концентрацию рудного элемента в большей или меньшей мере (см. табл. 105), а также создавало текстуры руд и строение рудного горизонта в целом. При формировании лабинских руд латеральное перемещение марганца в более грубозернистые породы целиком создало современное месторождение.

Гипергенная стадия во всех олигоценовых месторождениях содействовала дополнительному обогащению руды марганцем в зоне выветривания месторождений. Но строение рудного горизонта, созданное в диагенезе, месторождения или в решающей степени сохранилось на всей его площади, несмотря на трансформацию минеральной формы рудного компонента и некоторое его перераспределение внутри окисленной зоны.

В гипергенезе вещество не было в заметных количествах вынесено за пределы рудного горизонта ни вверх, ни вниз по вертикали, ни латерально. Пластовое строение Южно-Украинских месторождений, сложнопластовидное — Чиатурского и Мангышлакского полностью уцелели и в гипергенно-измененных частях.

Нельзя не удивляться столь резкому различию интенсивности пространственного перераспределения вещества на диагенетической и гипергенной стадиях развития месторождений. Нам представляется, что основной причиной различия в данном случае является несравненно большая растворимость и потому подвижность бикарбоната марганца сравнительно с растворимостью и подвижностью его более высоковалентных форм — MnO_2 и псиломеланов.

Огромная роль диагенетического перераспределения марганца в формировании марганцовых месторождений неизбежно ставит более общий вопрос. Требуется ли для генерации руд обязательное седиментационное, пусть даже небольшое, обогащение осадка марганцем, как в случае олигоценовых руд, или же диагенетическое перераспределение может создать месторождение на базе даже обычных кларковых содержаний марганца? Когда речь идет о перераспределении марганца между окисленной верхней и восстановительной нижней пленками, рудные концентрации могут возникать и на обычной кларковой базе. Мы видели это в предыдущей части книги на примере ряда современных водоемов (Карского, Белого, Черного морей). Но возникающие при этом высокие концентрации марганца эфемерны, неустойчивы. При перекрытии новыми порциями осадка окислительная пленка редуцируется, а возникшие высокие концентрации рассасываются. При перераспределении марганца в восстановительной зоне осадков — образования рудных концентраций на базе кларковых содержаний уже не происходит в силу очень низкого кларка этого элемента. Требуется некоторое предварительное обогащение осадка марганцем в седиментогенезе. Иначе говоря, *в восстановительной зоне осадков формирование месторождения за счет диагенетического перераспределения происходит на базе хотя бы зачаточного рудного процесса, имевшего место на седиментационной стадии.*

Каков этот минимальный исходный (для диагенеза) седиментационный уровень содержаний марганца? По-видимому, он не намного ниже тех 1,8—2,6%, какие вычислены для рудного горизонта в Сартагане и Чакыргане. Вероятно, величины около 1—1,2% Mn в осадке и являются таким пределом. При более низких исходных содержаниях, постепенно опускающихся к кларковому, энергичное диагенетическое перераспределение

марганца еще будет, конечно, создавать конкреции с повышенными его концентрациями, но количество стяжений на единицу площади будет все убывать, а в составе конкреций все большее значение будет приобретать железо. Развитый марганцеворудный процесс во все большей степени будет сменяться недоразвитым, а потом и зачаточным, а сами накопления из марганцовых будут переходить в железо-марганцовые, аналогичные тем, какие наблюдаются в илах современных северных морей.

Специфика марганцеворудного процесса сравнительно с железорудным заключается в обязательности некоторого седиментационного обогащения осадочной толщи марганцем для того, чтобы в ней на стадии диагенеза, в восстановительной зоне, возникли хотя бы бедные карбонатные марганцовые руды. Сидеритовые руды, как известно (Страхов, 1960; Тимофеева, 1961, 1963), могут образоваться и на базе кларковых содержаний железа, если осадок не известковист и содержит слегка повышенные количества органического вещества, генерирующего CO_2 и тем самым придающего большую подвижность реакционноспособной части железа. Для марганца указанных условий для формирования даже убогих руд недостаточно. Требуется некоторое предварительное обогащение им осадка еще в седиментогенезе. Разница в кларках железа и марганца является причиной этого различия в ходе диагенетического рудообразования в восстановительной зоне осадка.

Глава IV

СОВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ОЛИГОЦЕНОВЫХ РУДАХ И ЕГО ГЕНЕЗИС

(завершение стадияльного анализа)

Одной из центральных задач в настоящем исследовании было — выяснить распределение элементов в олигоценовых рудах, показать, как отразились на нем разные стадии, пережитые рудным осадком, а также сравнить с этой точки зрения олигоценовые руды с современными накоплениями марганца.

Рассмотрим вначале распределение марганца на площади и в вертикальном разрезе олигоценовых месторождений, причем начнем с седиментационно-диагенетических, а среди них — с наименее затронутых гипергенными процессами.

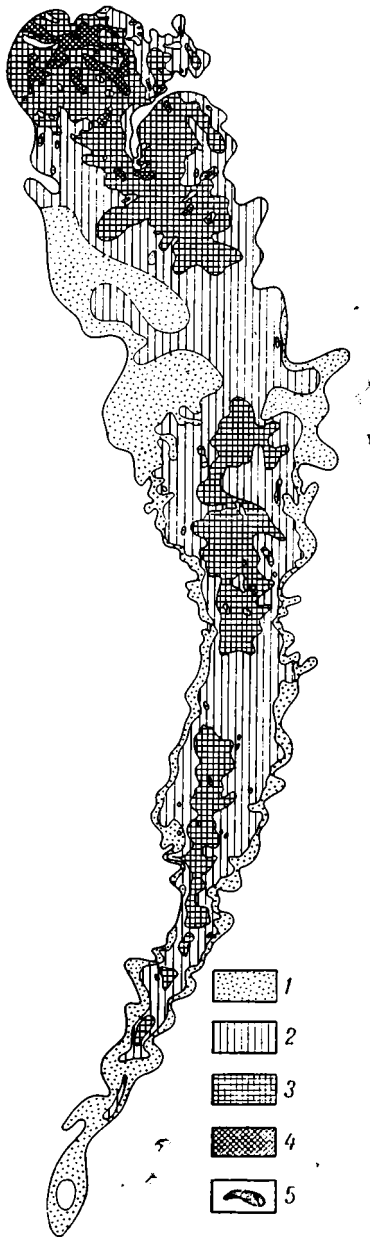
1. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАРГАНЦА В ОЛИГОЦЕНОВЫХ РУДАХ

1. Размещение марганца на площади нижнеолигоценовых месторождений

Больше-Токмакское месторождение принадлежит к числу закрытых. При общей площади его 805 км^2 , зона вторичных окисных и переходных руд занимает всего 88 км^2 , локализуясь при этом только в северо-восточном углу месторождения (см. ч. II, главу II). На незатронутой гипергенезом части рудного поля процессы диагенетического перераспределения лишь слабо видоизменили картину, созданную в седиментогенезе (см. главу III). Поэтому мы можем с достаточной уверенностью выяснить главные черты первичного седиментационного распределения марганца на площади рудонакопления.

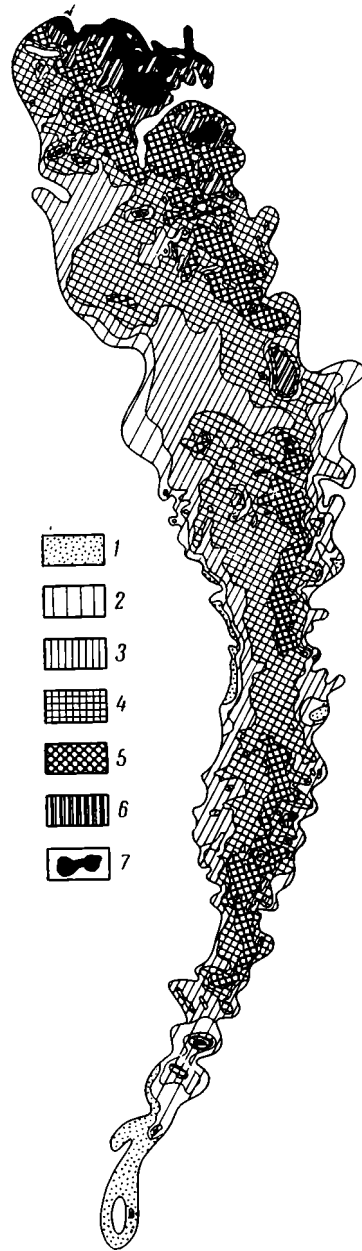
Мощность рудного пласта колеблется от немногих сантиметров по периферии до $3,5\text{—}3,7 \text{ м}$ во внутренних частях рудного поля. В пространственном размещении мощностей сочетаются отчетливо выраженная симметрия на поперечном разрезе через месторождение со столь же отчетливой асимметрией вдоль простирания рудного тела (см. фиг. 122).

Абсолютные массы марганца значительны: от $0,25$ до $> 1,75 \text{ т/м}^2$ (фиг. 134). Распределение их на поперечном сечении почти на всех участках рудного тела симметричное: областям ближнего и дальнего выклинивания отвечают минимальные абсолютные массы, центральным частям месторождения — более высокие. Участки наибольших абсолютных масс располагаются почти точно по середине рудного поля, но не образуют здесь сплошной полосы, а лежат тремя крупными разобщенными пятнами, в северной, средней и южной третях месторождения; южнее последнее пятно имеются еще три мелких. В меридиональном направлении размещение абсолютных масс резко асимметрично. Самые высокие градации их встречаются только на крайней северной части месторождения, вблизи кон-



Фиг. 134. Распределение абсолютных масс марганца (в t/m^2) в Больше-Токмакском месторождении (составил Л. Е. Штеренберг)

1 — до 0,25; 2 — 0,25—0,75;
3 — 0,75—1,25; 4 — 1,25—1,75;
5 — > 1,75



Фиг. 135. Распределение содержаний марганца (в %) на площади Больше-Токмакского месторождения (составил Л. Е. Штеренберг)

1 — до 13; 2 — 13—17; 3 — 17—21; 4 — 21—25; 5 — 25—29
6 — 29—33; 7 — > 33

тура; здесь же и ширина рудной площади наибольшая. К югу, параллельно с общим клинообразным сужением рудной площади, уменьшаются абсолютные массы марганца, и у окончания месторождения развиты лишь минимальные их величины.

В таком распределении абсолютных масс есть черты и первичные — седиментационные, и вторичные — гипергенные. Симметрия на поперечных сечениях через месторождение возникла, несомненно, еще на стадии седиментогенеза. Асимметрию вдоль простирания рудной площади также следует считать в основном седиментационной. Но приуроченность высоких и максимальных значений абсолютных масс марганца на севере непосредственно к контуру месторождения возникла, вероятно, вторично, в гипергенезе, благодаря уничтожению денудацией и эрозией некоторой, по видимому, небольшой переходной полосы руд в области ближнего выклинивания. Указанием на это служит развитие как раз на севере и северо-востоке окисленных руд.

Сопоставляя карту абсолютных масс марганца с картой суммарных мощностей рудного пласта (см. фиг. 122), нельзя не видеть их очень большого сходства: та же симметрия мощностей на поперечном сечении и асимметрия — на продольном, по простиранию; те же три крупных пятна высоких градаций вдоль рудной зоны, причем не только их географическое положение, но в значительной мере и очертания повторяются на обеих картах. Единственное уловимое различие сопоставляемых карт заключается в том, что на картах мощностей максимальная градация развита не только у северного конца месторождения, но также в его средней и южной частях.

Процентные содержания марганца варьируют от немногих процентов по периферии рудной площади до $> 33\%$ в ее более внутренних частях. Распределение их на площади существенно отлично от распределения абсолютных масс.

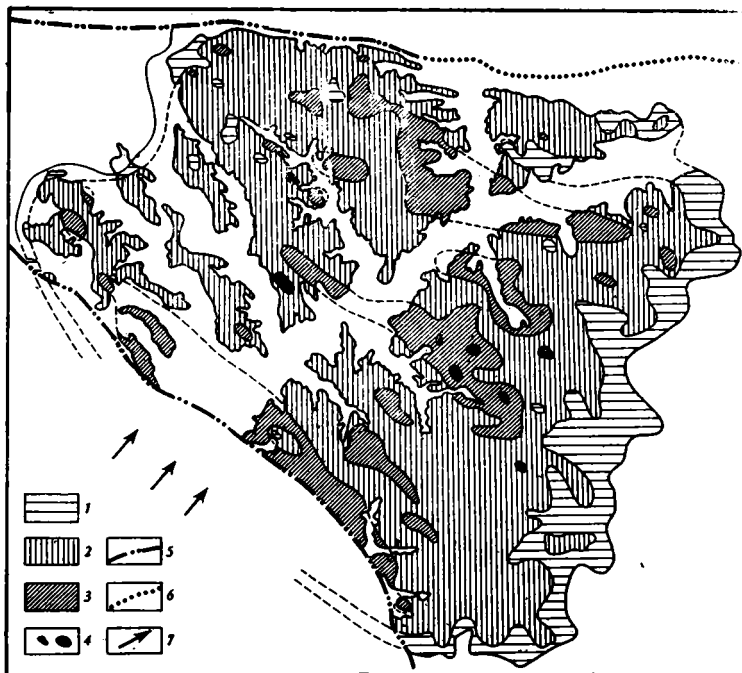
Как видно на фиг. 135, содержаниям Mn свойственна отчетливо выраженная асимметрия не только на продольном, но и на поперечном сечении через рудную площадь. Максимальные содержания марганца ($> 33\%$) отмечаются только в самой северной части месторождения. На поперечном сечении высокие содержания Mn отчетливо сдвинуты относительно абсолютных масс в восточную часть рудного поля, в зону ближнего выклинивания.

Таким образом, для Больше-Токмакского месторождения характерно: а) общее сходство распределения мощностей рудного тела с распределением абсолютных масс марганца; б) сдвиг процентных содержаний марганца относительно абсолютных масс в сторону берега.

Как понять эти соотношения?

Сходство карт мощностей рудного тела и абсолютных масс марганца доказывает, что на стадии седиментогенеза распределение марганца в Больше-Токмакском месторождении шло в общем по той же схеме, что и распределение сопровождающего его терригенного материала. Однако были и отличия, о которых свидетельствует сдвиг процентных содержаний марганца от распределения его абсолютных масс. Обратим внимание на следующее сопоставление.

Средние величины (в м) градаций мощностей (а) и их соотношений (б)		Средние содержания (г/м ³) градаций абсолютных масс (а) и их соотношений (б)	
а	б	а	б
0,37	} } 3 } } 1,65 } } 1,5	0,12	} } 4 } } 2 } } 1,5
1,00			
1,65			
2,5			



Фиг. 136. Распределение суммарных мощностей (в м) рудных прослоев на площади Чиатурского месторождения (составил Л. Е. Штеренберг)

1 — до 1; 2—1,1—3; 3—3,1—5; 4 — > 5,0. Линии тектонических нарушений: 5 — установленные; 6 — предполагаемые; 7 — предполагаемые направления сноса обломочного материала и поступления марганца

Рост градаций абсолютных масс в зоне ближнего выклинивания идет от минимальных до высоких значений более быстрыми темпами, чем рост градаций суммарных мощностей рудного пласта. Это означает, что при разnose марганца и сопровождающего его терригенного материала происходила некоторая, правда относительно слабо выраженная, дифференциация его. Соединения марганца сильнее выпадали в более близкой к берегу полосе, терригенный же материал относился несколько дальше, в открытое море. Уловить этот сдвиг удалось благодаря тому обстоятельству, что число градаций на карте процентных содержаний больше, чем на карте абсолютных масс: семь против пяти. В данном случае карта содержаний более чувствительна и более тонко передает соотношения марганца и терригенного материала, чем карты абсолютных масс и мощностей.

Особого рассмотрения требует северо-восточный участок Больше-Токмакского месторождения, где сдвиг содержаний марганца относительно его масс выражен еще более ярко, чем на остальной части рудной площади.

Обратим внимание, что именно на этом участке развиты окисные руды, возникшие путем гипергенного окисления руд карбонатных. Четкость сдвига усилена здесь, несомненно, наложением на первичный седиментационный сдвиг еще гипергенного процесса, превращавшего карбонатные руды в окисные, что, как мы знаем, резко повышает содержание Mn в руде. Первичный седиментационный сдвиг тем самым был как бы «проявлен» и стал выглядеть особенно ярко.

Чиатурское месторождение в современном своем виде является, как известно, сильно разрушенным останком некогда гораздо большего по площади рудного тела, расчлененного р. Квирилой на много кусков (на-

горий). К счастью, преобладающий латеральный тип выветривания слабо изменил состав этих кусков, и первичные соотношения в центральных частях крупных нагорий передают то, что сформировалось в итоге седиментационной и диагенетической стадий.

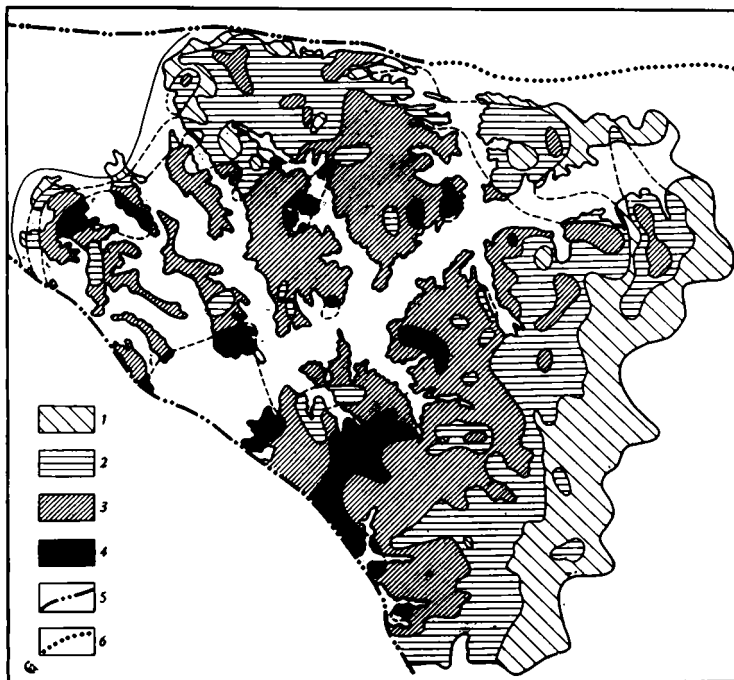
На карте суммарных мощностей рудных прослоев (фиг. 136) основную часть месторождений занимает градация 1,1—3,0 м. Ее площадь имеет вид треугольника, одна сторона которого совпадает с юго-западной границей рудного поля, а вершина лежит в верхнем течении р. Квирилы. Этот треугольник окаймляется на северной и восточной периферии полосой мощностей от 1,1 м до нуля. Такая же кайма, несомненно, протягивалась ранее и вдоль северной и западной частей месторождения, но была размыта; уцелела от нее только небольшая часть. Внутри градации 1,1—3,0 м тремя крупными полосами, параллельными береговой линии, располагается градация 3,0—5,0 м. Между этими полосами и за их пределами имеется до десятка небольших по размеру участков той же градации, вытянутых в общем также параллельно юго-западной береговой линии. Подчеркнем, что наиболее развита эта градация в средней и в верхней частях треугольника. В среднюю часть ее точечнообразно вкраплены рудные слои с максимальной мощностью более 5 м.

На карте абсолютных масс марганца (фиг. 137) выступает ясный их сдвиг в направлении к берегу относительно суммарных мощностей рудных слоев. Площади максимальных значений абсолютных масс (более 2,1 т/м²) явно тяготеют к береговой линии, тогда как площади максимальных мощностей (более 5,1 м) — к средней части треугольника. Градация абсолютных масс 2,1—1,1 т/м² также сместилась в своей главной части к югу, тогда как соответствующая ей градация мощностей (5—3,1 м) больше развита в средней и верхней частях треугольника. Благодаря такому смещению на карте абсолютных масс на востоке и севере широко развита полоса минимальных градаций (0,5—0 т/м²), тогда как на карте мощностей минимальная градация представлена гораздо слабее. Все эти особенности однозначно свидетельствуют об общем сдвиге абсолютных масс к берегу относительно суммарных мощностей рудных слоев.

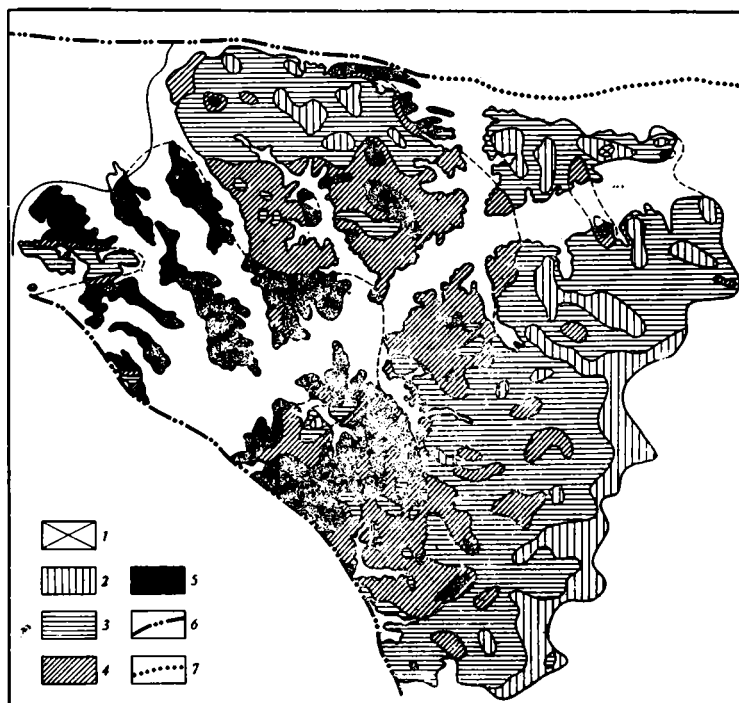
На карте процентных содержаний марганца (фиг. 138) сдвиг максимальных градаций относительно абсолютных масс в сторону берега виден столь отчетливо, что едва ли требует пояснений.

Опять возникает вопрос о генетическом смысле всех этих сдвигов.

В Чиатурском месторождении интенсивность диагенетического перераспределения рудного компонента несравненно больше, чем в Больше-Токмакском. Именно в диагенезе, как было показано в предыдущей главе, было создано современное сложное линзовидно-петельчатое строение рудного горизонта. Естественная мысль: не возникли ли именно в диагенезе эти сдвиги в направлении к берегу абсолютных масс марганца относительно суммарных мощностей рудных «слоев» и процентных содержаний Mn относительно его абсолютных масс? Но при таком предположении непонятно, почему сдвиги направлены постоянно в сторону юго-западного берега; ведь в линзы, возникшие за счет перераспределения марганца, собирался рудный материал из окружающих их ныне пустых пород, т. е. со всех сторон; это исключает односторонний сдвиг абсолютных масс и содержаний. Таким образом, гипотеза возникновения сдвигов в диагенезе не может быть принята. Как и в Больше-Токмакском месторождении, оба сдвига возникли еще на стадии седиментогенеза, и в качестве первично-седиментационных они указывают, что на Чиатурском месторождении рудный материал, поступавший главным образом с юго-западного водосбора, осаждался несколько раньше, чем сопровождавшие и разбавлявшие его терригенные частицы. При этом, поскольку сами сдвиги в Чиатурах выражены гораздо интенсивнее и полнее, чем в Больше-Токмакском месторождении, ускоренная во времени и в пространстве садка рудного компо-



Фиг. 137. Распределение абсолютных масс марганца (в t/m^2) на площади Чыатурского месторождения (составил Л. Е. Штеренберг)
 1 — до 0,5; 2 — 0,51—1,0; 3 — 1,1—2,1; 4 — > 2,1. Линии тектонических нарушений: 5 — установленные, 6 — предполагаемые



Фиг. 138. Распределение содержаний марганца (в %) на площади Чыатурского месторождения (составил Л. Е. Штеренберг)
 1 — до 10; 2 — 10, 1—15; 3 — 15,1—20; 4 — 20,1—25; 5 — > 25. Линии тектонических нарушений: 6 — установленные, 7 — предполагаемые

нента относительно терригенного в Чиатурском заливе проявлялась резче, эффективнее, чем на Больше-Токмакском открытом шельфе.

На небольшом участке рудной площади в Чиатурах, примыкающем к Главному сбросу, как известно, имеет место, кроме латерального, еще и площадное (по вертикали) выветривание руд, которое, вообще говоря, повышает содержание марганца в рудах. В данном случае это повышение не могло быть сколько-нибудь большим, ибо выветривались и превращались в пиролюзит и псиломелан марганитовые руды — чистые или с небольшой примесью карбонатов марганца. Стало быть, гипергенный процесс лишь несколько усилил на юго-западе тот сдвиг процентных содержаний марганца относительно абсолютных масс рудных слоев, какой возник еще на стадии образования рудного осадка.

Так, на двух крупных нижнеолигоценых месторождениях, слабо подвергшихся гипергенным преобразованиям рудного вещества, но испытавших интенсивные превращения в диагенезе, сквозь все эти диагенетические изменения отчетливо просматривается тонкая, но существенная деталь седиментационного процесса: *массы рудного компонента оседали на дно несколько быстрее, чем сопровождавшие их массы терригенных частиц.*

Посмотрим, как обстоит дело в двух других седиментационно-диагенетических месторождениях, затронутых гипергенезом в гораздо большей степени, чем Больше-Токмакское и Чиатурское.

На Грушевско-Басанской рудной площади из 140 км² на долю вторично-окисной и переходной зон приходится 94 км², на Западной площади — соответственно 230 и 193 км². Эти цифры показывают степень интенсивности гипергенных преобразований руд.

Карта мощностей рудного пласта на Грушевско-Басанской площади, вообще говоря, довольно сложна. Максимальные значения мощностей (более 3 м) приурочены к треугольнику, боковые стороны которого служат границей зоны карбонатных и окисно-карбонатных руд, основание же соединяет две вогнутости в очертаниях рудной площади в ее южной четверти. Во все стороны от участка максимума мощности убывают. Градация 2—3 м занимает все пространство окисно-карбонатных руд и отдельные участки в зоне окисной; по бокам она доходит почти до границ рудной площади, особенно на западе; на юге образует неширокую полосу, спускающуюся двумя крупными лопастями почти до самой южной границы площади. Участки с мощностями 2—0,75 м слагают подавляющую часть зоны окисных руд и обрамляют узкой полосой месторождение с востока и запада, вновь расширяясь на юге и востоке. Последняя градация мощностей 0,75—0 м тонкой каемкой оконтуривает месторождение на севере, востоке и юго-востоке, отсутствуя на большей части запада и юга, очевидно, в силу последующего размыва.

Карта абсолютных масс (фиг. 139) тоже пестра, но выглядит существенно иначе. На площади максимальных мощностей рудного слоя господствуют низкие величины абсолютных масс (0—0,75 т/м²) и частично средние (0,75—1,25 и 1,25—1,75 т/м²). Градации 1,25—1,75, 1,75—2,25 т/м² и более сдвинуты на север относительно суммарной мощности пласта, занимая здесь подавляющую часть площади окисно-карбонатных руд и южную половину зоны окисной. Периферические участки зоны окисных и окисно-карбонатных руд, а также почти вся площадь карбонатных руд заняты низкими градациями абсолютных масс, причем всюду по мере приближения к контуру величины абсолютных масс убывают.

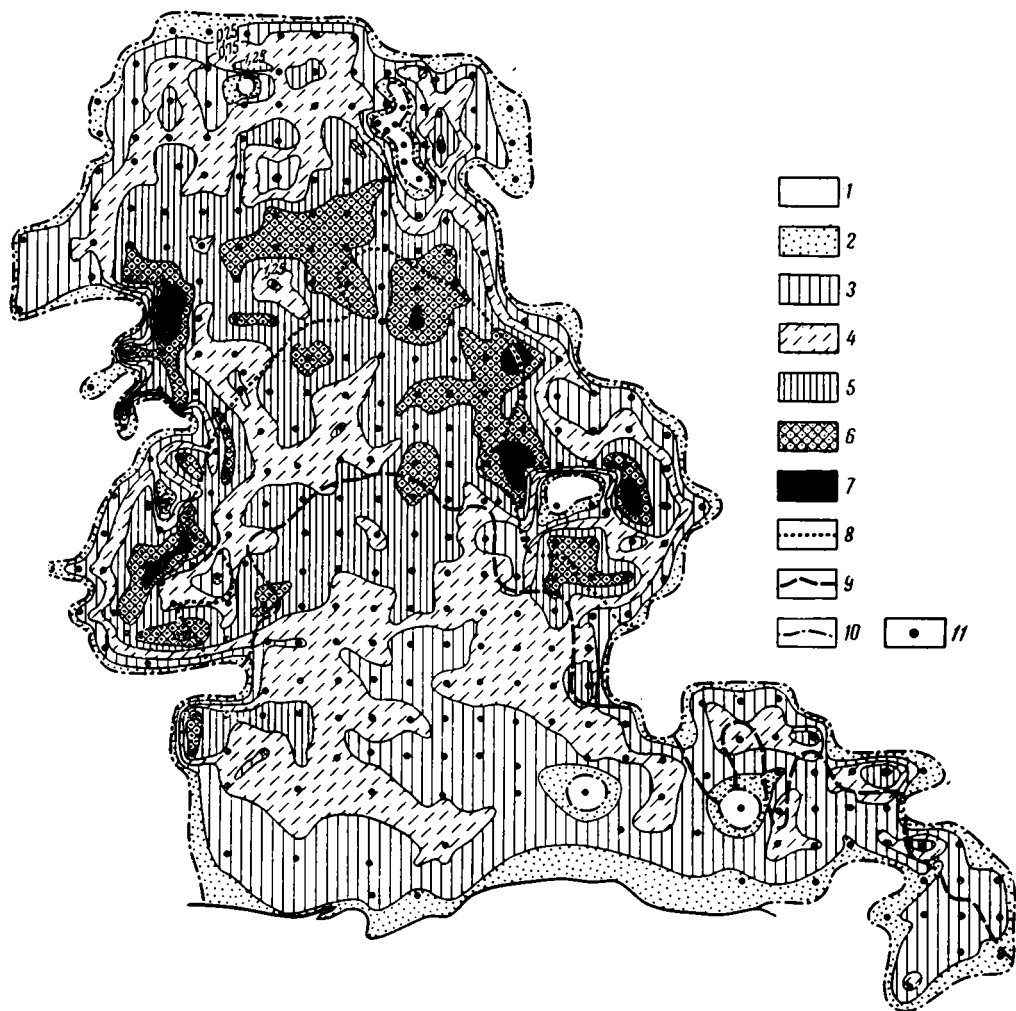
Карта процентных содержаний марганца (фиг. 140) также отчетлива и характерно отлична от карты абсолютных масс. Высокие содержания марганца еще более сдвинуты в северном направлении сравнительно с его абсолютными массами. Максимальные процентные значения располагаются главным образом в зоне окисных руд; в полосе руд окисно-карбонатных они явно тяготеют к их границе с окисными, отсутствуя в центральной

части полосы. В зоне карбонатных руд значений $> 33\%$ нет вообще. Следующие две градации (29—33% и 25—29%) также развиты лишь в зоне окисных и окисно-карбонатных руд. Низкие процентные значения ($< 25\%$) занимают зону руд карбонатных, располагаясь в поле максимальных мощностей рудного пласта и его продолжения к югу, а также кое-где по периферии северной и средней частей месторождения.

Таким образом, для Грушево-Басанской рудной площади характерен сдвиг в северном направлении поля максимальных величин абсолютных масс марганца относительно максимальных мощностей рудного пласта и еще больший сдвиг в том же направлении процентных содержаний марганца относительно его абсолютных масс и мощностей рудного пласта.

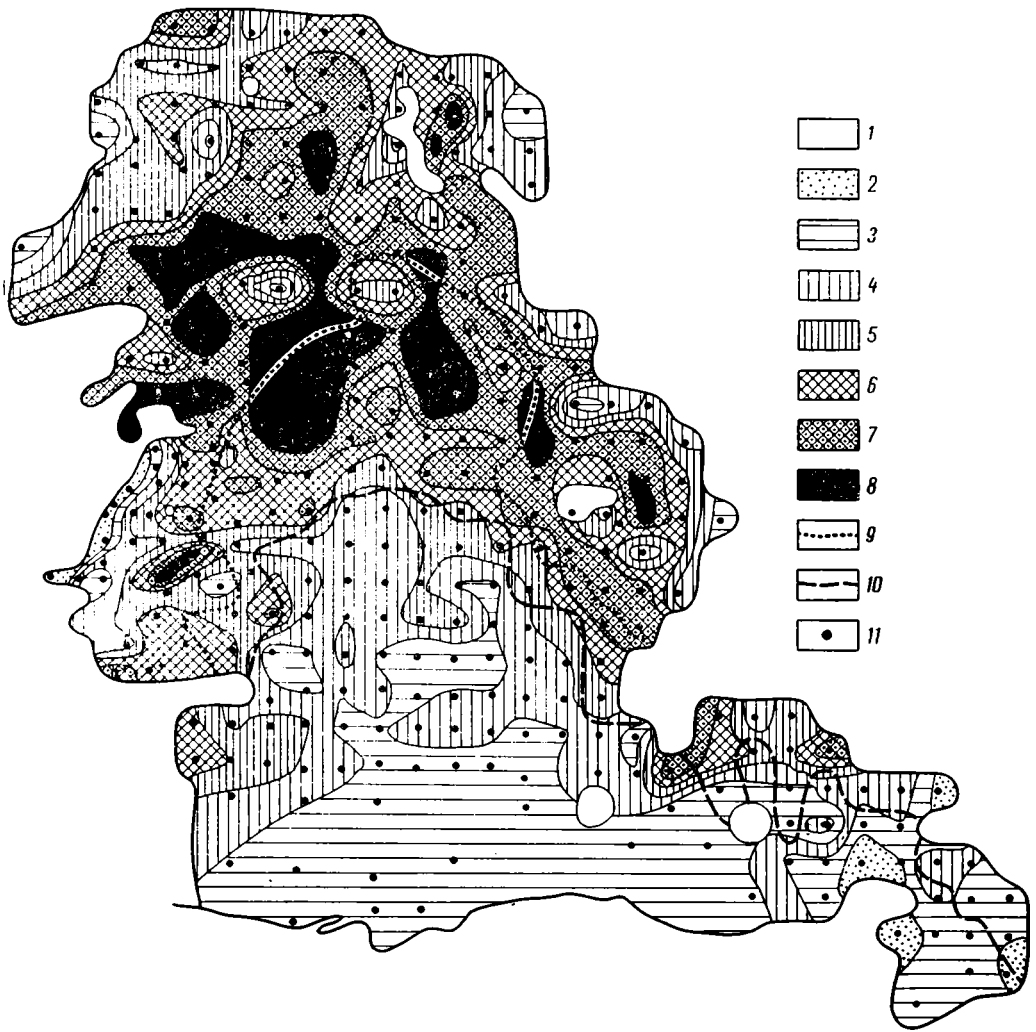
Каков механизм этого явления? С какой стадией рудообразовательного процесса оно связано?

Учитывая, что диагенетическое перераспределение рудного вещества на Грушево-Басанской площади развито слабо, сдвиг абсолютных масс



Фиг. 139. Распределение абсолютных масс марганца (в т/м^2) на площади Грушево-Басанского месторождения (составила О. А. Дворецкая)

1 — безрудные участки; 2 — до 0,25; 3 — 0,25—0,75; 4 — 0,75—1,25; 5 — 1,25 — 1,75; 6 — 1,75—2,25; 7 — $> 2,25$. 8 — граница окисленных (о окисных) и смешанных руд; 9 — граница смешанных и карбонатных руд; 10 — контур рудной залежи; 11 — точки изучения



Фиг.140. Распределение содержаний марганца (в %) на площади Грушевско-Басанского месторождения (составила О. А. Дворецкая)

1 — безрудные участки; 2 — до 13; 3 — 13—17; 4 — 17—21; 5 — 21—25; 6 — 25—29; 7 — 29—33; 8 — > 33; 9 — граница окисленных (окисных) и смешанных руд; 10 — граница смешанных и карбонатных руд; 11 — точки изучения

относительно суммарных мощностей пласта следует рассматривать в качестве явления первичного, седиментационного. Он связан был с тем, что соединения марганца, поступавшие в северо-западную, северную и северо-восточную части залива вместе с некоторым количеством терригенного материала, оседали раньше и ближе к берегу, чем главная часть терригенных частиц. Следовательно, имела место уже знакомая нам осадочная дифференциация вещественного комплекса, поступавшего с водосборов на площадь залива.

Дополнительный сдвиг процентных содержаний марганца относительно его абсолютных масс имел еще и другую причину. Он был вызван выветриванием первоначально карбонатных руд, ранее широко распространенных в современной полосе руд окисных.

Таким образом, первичный седиментационный сдвиг содержаний был

резко усилен и расширен в гипергенезе. То явление, которое мы наблюдаем сейчас, обязано в основном именно этому гипергенному процессу.

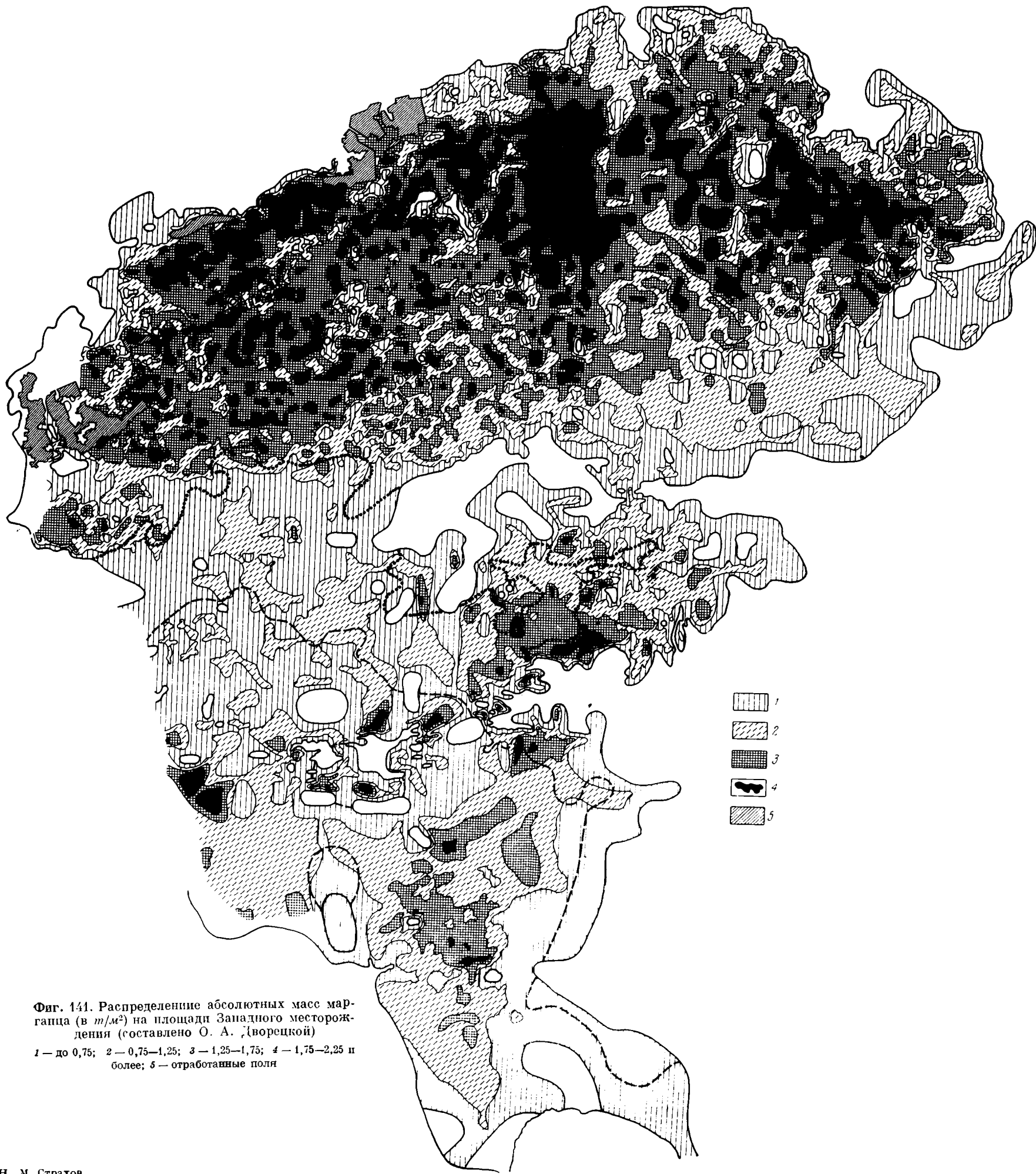
На Западном месторождении на первый взгляд дело обстоит сложнее, но это только внешне. Нужно иметь в виду, что Западная рудная площадь состоит из трех частей, или зон. Первая зона — овалообразная — занимает северную широтно вытянутую часть месторождения. Южной границей ее является граница окисных и окисно-карбонатных руд. Мощности рудного пласта по периферии здесь 0,75—2,0 м, в большей же центральной части 2—3 м. Вторая зона расположена южнее первой. Она отвечает полосе приподнятого ложа и отличается обилием «пустых окон». В северной половине мощности рудного слоя преимущественно 0,75—2,0 м, местами и меньше, в южной — главным образом 2—3 м. Третья зона отвечает южной клиновидно суживающейся части месторождения с наибольшими мощностями пласта 2—3 м и более. Следовательно, в целом наибольшие мощности рудного пласта сосредоточены в южной зоне, а наименьшие — в средней и северной.

Распределение абсолютных масс марганца иное (фиг. 141). В южной зоне абсолютные массы Mn низкие и находятся на уровне $< 0,25$; 0,25—0,75 и 0,75—1,25 т/м²; гораздо меньше развита градация 1,25—1,75 т/м², более высокие же представлены единичными точками. В средней зоне, несмотря на понижение мощностей пласта, развиты те же градации абсолютных масс, что и на юге и примерно в тех же соотношениях, что в южной зоне. В северной трети при меньших мощностях рудного пласта, чем на юге, резко преобладают высокие (1,25—1,75 т/м²) и очень высокие градации абсолютных масс (1,75—2,25 и $> 2,25$ т/м²). Как видим, убывание мощностей рудного пласта с юга на север сопровождается не уменьшением абсолютных масс, а вначале (в средней зоне месторождения) сохранением прежних, а затем нарастанием их в северной зоне. В целом же получается отчетливая картина сдвига абсолютных масс марганца в направлении к берегу относительно мощностей пласта.

Процентные содержания марганца показывают (фиг. 142) аналогичные изменения с юга на север. В южной зоне градации Mn самые низкие: < 13 , 13—17 и 17—21 %, в средней наряду с ними появляются градации 21—25 и даже 25—29 %, в северной — преобладают три максимальные градации: 25—29, 29—33 и > 33 %. Весьма характерно, что самая высокая градация (> 33 %) развита главным образом вдоль северного контура северной полосы, на том участке, где абсолютные массы и мощности начинают уменьшаться. Получается, что в этой ограниченной области происходит сдвиг процентных содержаний марганца относительно его абсолютных масс.

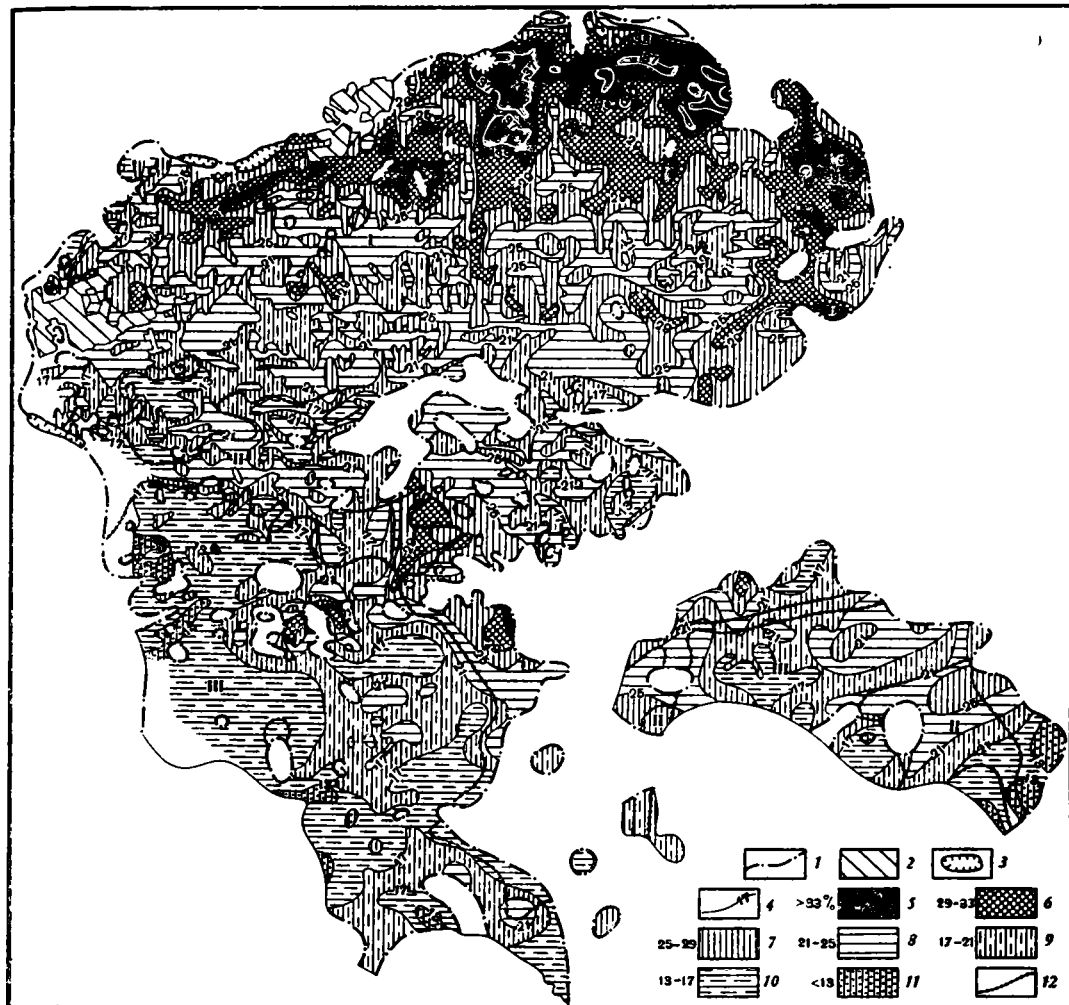
В целом же, несмотря на более пеструю и сложную (по рисунку) картину распределения мощностей, абсолютных масс и содержаний марганца, на Западном месторождении основные закономерности остаются теми же, что и на месторождении Грушевско-Басанском: абсолютные массы сдвинуты относительно мощностей, а процентные содержания — относительно абсолютных масс в направлении к берегу, причем первый сдвиг выражен весьма отчетливо и ярко, второй — весьма ограниченно и только в самой прибрежной части северной зоны.

Причина первого сдвига очевидна: соединения марганца в седиментогенезе оседали ближе к берегу, чем сопровождавший его терригенный материал. Что же касается сдвига процентных содержаний марганца относительно его абсолютных масс в приконтурной зоне северной трети месторождения, то он возник, вероятно, лишь в гипергенезе при постепенном переходе карбонатных руд в окисные и происходившем при этом перераспределении марганца. Хотя гипергенное окисление Западного месторождения и принадлежит к площадному типу, все же оно началось раньше вдоль северного контура, куда и были смещены дополнительно некоторые коли-



Фиг. 141. Распределение абсолютных масс марганца (в t/m^2) на площади Западного месторождения (составлено О. А. Дворецкой)

1 — до 0,75; 2 — 0,75—1,25; 3 — 1,25—1,75; 4 — 1,75—2,25 и более; 5 — отработанные поля



Фиг. 142. Распределение содержаний марганца на площади Западного месторождения (по В. И. Грязнову и др., 1964)

1 — контур рудной залежи; 2 — выработанные поля; 3 — карьеры; 4 — изолинии равных содержаний Mn в необогащенной руде (проведены через 4%); 5—11 — содержания Mn в необогащенной руде (в %): 5 — > 33; 6 — 33—29; 7 — 25—29; 8 — 21—25; 9 — 17—21; 10 — 13—17; 11 — до 13; 12 — границы типов руд.

Типы руд: I — окисные; II — окисные и карбонатные; III — карбонатные

чества марганца из южнее расположенных мест. Этот процесс, несомненно, должен был создать также и увеличение абсолютных масс марганца в приконтурной зоне. Но размыв верхней части пласта понизил здесь абсолютные массы рудного компонента, повышенные же процентные содержания марганца в оставшейся части пласта сохранились.

Остается коснуться еще распределения марганца на площади Мангышлакского месторождения. Однако оно столь разрушено, а данные по нему столь ограничены, что едва ли стоит излагать их здесь подробно. Отметим лишь, что каких-либо отклонений от закономерностей, установленных выше, в этом месторождении не наблюдается.

Итак, на всех рассмотренных рудных площадях нижнеолигоценового времени максимум абсолютных масс марганца более или менее отчетливо сдвинут относительно мощностей рудного пласта в сторону берега. На Чиатурском, Западном и Грушевско-Басанском месторождениях этот сдвиг непосредственно виден на картах и, стало быть, выражен с наибольшей силой. В Больше-Токмакском месторождении при сравнении соответствующих карт он непосредственно не констатируется, но более близкий анализ карт все же вскрывает его наличие; здесь он выражен, несомненно, в слабой степени. В основе сдвига лежит один и тот же механизм: при разнорудности и терригенного материала в бассейне первый компонент отлагался несколько раньше и ближе к берегу, чем второй.

Сдвиг процентных содержаний марганца в сторону берега относительно его абсолютных масс констатируется на всех картах без исключения. Его генетическая природа, однако, как правило, сложнее. Он возникает не только в седиментогенезе, но связан иногда и с процессами гипергенного окисления первичных карбонатных руд и подтягиванием марганца в окисленную зону за счет миграции из зоны карбонатной в первые моменты развития гипергенных процессов.

Рассмотрим теперь распределение марганца в вертикальном разрезе через указанные месторождения.

2. Распределение марганца в вертикальном разрезе нижнеолигоценовых месторождений

В Южно-Украинских месторождениях распределение марганца в вертикальном разрезе пласта имеет такой вид (фиг. 143, табл. 109).

Таблица 109

Распределение марганца в вертикальном разрезе Грушевско-Басанской площади (в % к необогащенной руде) (по В. И. Грязнову и др., 1964)

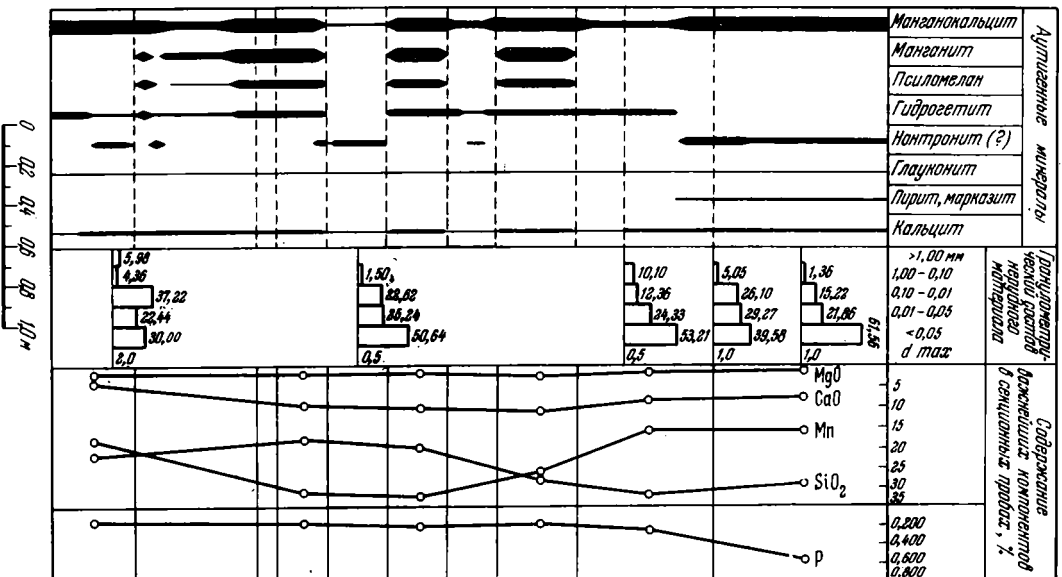
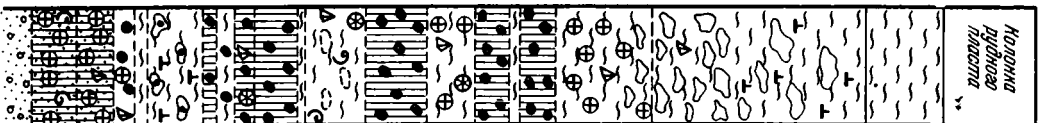
Пачка	Mn	P	Пачка	Mn	P
Окисные руды:			Карбонатные руды:		
верхняя	27—34	0,273—0,384	верхняя	18—25	—
средняя	31,9	0,187—0,233	средняя	22—29	—
нижняя	17—21	0,145—0,173	нижняя	13—18	—

В зоне окисных руд (т. е. полностью гипергенно-измененных) минимальные содержания марганца наблюдаются обычно в нижней части пласта; в средней они возрастают, и у верхней границы вновь убывают, хотя и не повсеместно (фиг. 143, а). В зоне переходных руд наименьшие содер-

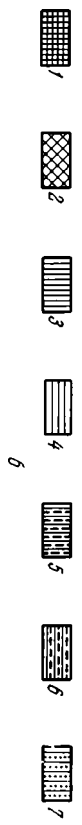
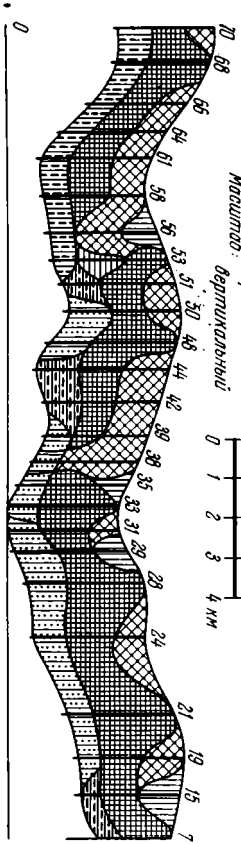
Фиг. 143. Распределение марганца на вертикальном разрезе рудного пласта Южно-Украинских месторождений (по В. И. Грязнову и др., 1964)

а — распределение рудных минералов и главных химических компонентов в разрезе рудного пласта по св. 5597, расположенной на Западной рудоносной площади близ с. Капуловка. Карбонатные марганцеворудные компоненты: 1 — желваки и угловатые стяжения; 2 — прослои и линзы слабо глинистые; 3 — манганитовые конкреции и пизолиты; 4 — лимонитовые конкреции и пизолиты. Нерудные компоненты: 5 — глина; 6 — включения зеленой железистой глины; 7 — песчаные зерна; 8 — гравийные зерна; 9 — карбонатность породы; 10 — остатки фауны (слева направо): моллюски, баланусы, фораминиферы;

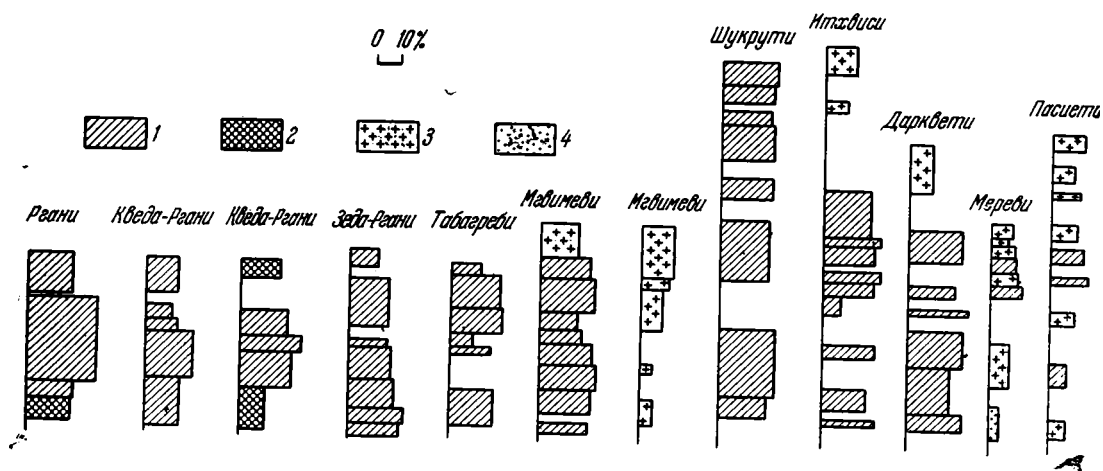
б — распределение марганца (в %) в вертикальном разрезе пласта окисной марганцевой руды по главному откаточному штреку шахты № 2 Грушевско-Басанского участка, по данным анализов секционных проб: 1 — > 33; 2—33—29; 3—29—25; 4—25—21; 5—21—17; 6—17—13; 7 — до 13



Масштаб: горизонтальный 0 50 100 150 200 м
вертикальный 0 1 2 3 4 км



жания характеризуют нижнюю, карбонатную часть пласта, а в ней — базальную ее пачку; верхняя часть, сложенная окисными (вторичными) рудами, значительно богаче марганцем (фиг. 143, б). Но, когда размещение окисных руд обратно описанному, т. е. они характеризуют нижнюю половину пласта, распределение Mn также приобретает «обращенный» вид: его больше в нижней половине пласта и меньше — в верхней (фиг. 143, в). Иными словами, вертикальное распределение марганца в разрезе переходной зоны контролируется распределением минералогических типов руд, отчасти же и текстурных их типов и «густотой вкрапленности» рудных выделений. В карбонатной зоне распределение принимает вид, характерный для окисной зоны: с минимумами в нижней и самой верхней частях пласта. Таким же было оно, вероятно, и в переходной зоне до гипергенного окисления. Поэтому в качестве самой общей схемы для южноукраинских руд следует принять минимальные содержания Mn в базальной части пласта, повышенные — в средней, и пониженные — в верхней. Это распределение отвечает прогрессирующему усилению марганцевородного процесса в первую половину рудной эпохи и ослаблению его во второй. Нужно подчеркнуть при этом, что и нарастание, и особенно спад интенсивности рудонакопления происходили чрезвычайно быстро. Диагенетическое перераспределение рудного компонента, которое в Южно-Украинских месторождениях было относительно слабым, не стерло этих первичных, седиментационных черт рудного процесса. Гипергенное окисление, захватив пласт в целом, также не нарушало первоначальной картины. И только когда пласт окислялся частично, в верхней (или, напротив, в нижней) части, первичная картина распределения временно, до полного окисления пласта в целом, стиралась.



Фиг. 144. Распределение марганца на вертикальном разрезе через рудный горизонт Чиатурского месторождения

1 — окисные руды; 2 — окисленные руды, сцементированные CaCO_3 ; 3 — карбонатные руды; 4 — песчаник с ливзми карбонатной марганцевой руды

Чиатурское месторождение отличается, как мы знаем, гораздо более сложным линзовидно-петельчатым строением, обязанным в основном диагенетическому перераспределению рудного компонента. На фиг. 144 воспроизведено распределение Mn на типичных разрезах всех нагорий, причем для Кведа-Рвани и Мдвимеви дано по два разреза. Все они получены путем графической переработки данных, опубликованных в монографии А. Г. Бетехтина, Г. А. Авалиани и др. (1964).

Внимательное сопоставление показывает, что, несмотря на некоторую пестроту картины, в большинстве случаев, а именно в 9 из 12, отчетли-

во выдерживается одна и та же схема: внизу — минимальные содержания марганца, в средней части (то ближе к основанию, то ближе к верху — повышенные концентрации, наверху — опять более низкие. На одних нагорьях (Ргани, Кведа-Ргани, Мереви, Пасиети, Дарквети) обогащение марганцем срединной части разреза выражено очень ярко, на других — слабо (Итхвиси, Мгвимеви). И только на трех разрезах наблюдаются явные отклонения от «нормы»: на нагорьях Шукрути и Мгвимеви концентрации Mn нарастают снизу вверх, а на нагорье Зеда-Ргани, напротив, они убывают в том же направлении. В целом же в Чиатурском месторождении господствует та же общая схема распределения марганца по вертикали, что и на Южно-Украинских месторождениях: рудный процесс в первую половину рудной эпохи быстро усиливался, во вторую — убывал. Гораздо более интенсивное диагенетическое перераспределение марганца и здесь в общем не стерло первичной схемы, но только местами искажило ее.

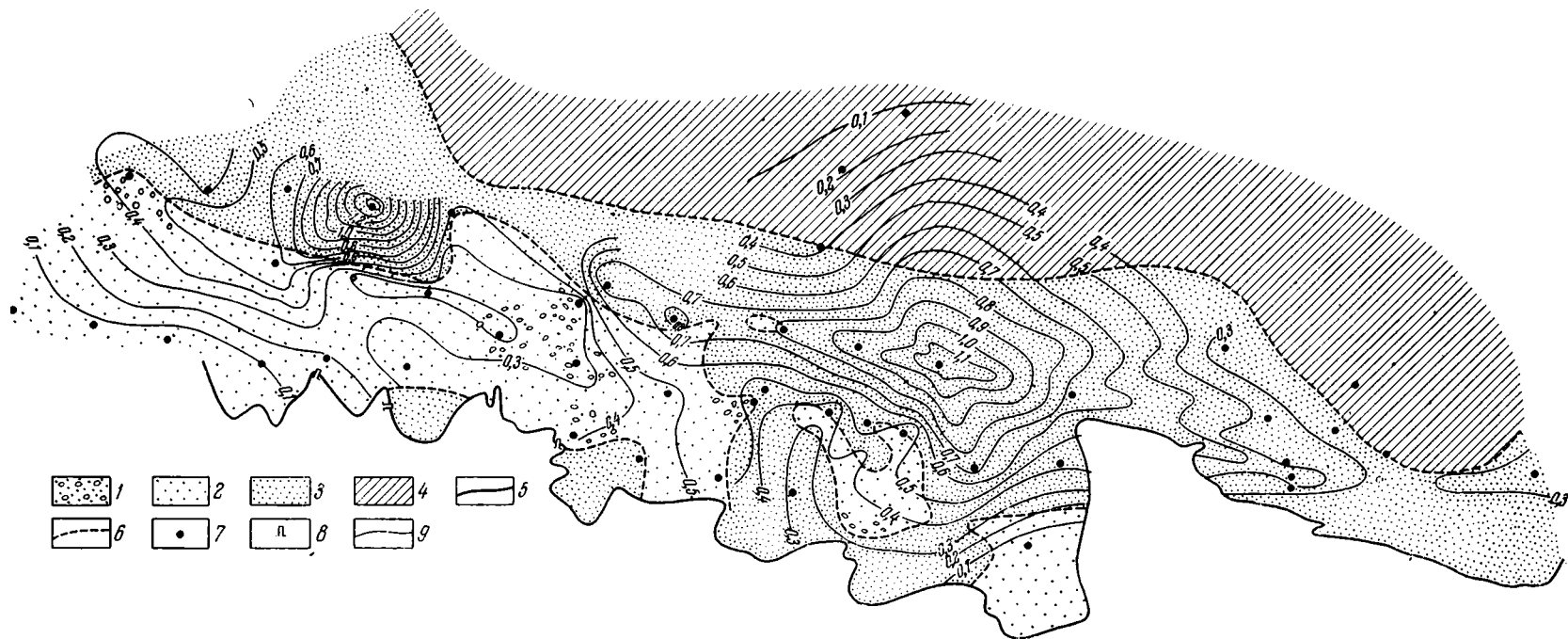
Комбинируя данные по площадному и вертикальному распределению марганца в нижнеолигоценых месторождениях, можно считать установленными две характерные черты, присущие рудному процессу еще на стадии седиментогенеза и сохранившиеся донные, несмотря на последующие диагенетические и порой даже гипергенные преобразования рудного осадка. Одна черта — это более раннее и более близкое к берегу осаждение соединений марганца сравнительно с садкой сопровождавшего его терригенного материала, т. е. некоторое (впрочем, слабое) проявление осадочной дифференциации вещества. Другая — однообразный характер протекания рудного процесса во времени: начинаясь с малой интенсивности рудонакопления, рудный процесс быстро усиливался, достигал максимума, а затем также довольно быстро спадал.

Посмотрим теперь, как обстоит дело в чисто диагенетическом Лабинском месторождении.

3. Распределение марганца в Лабинском месторождении

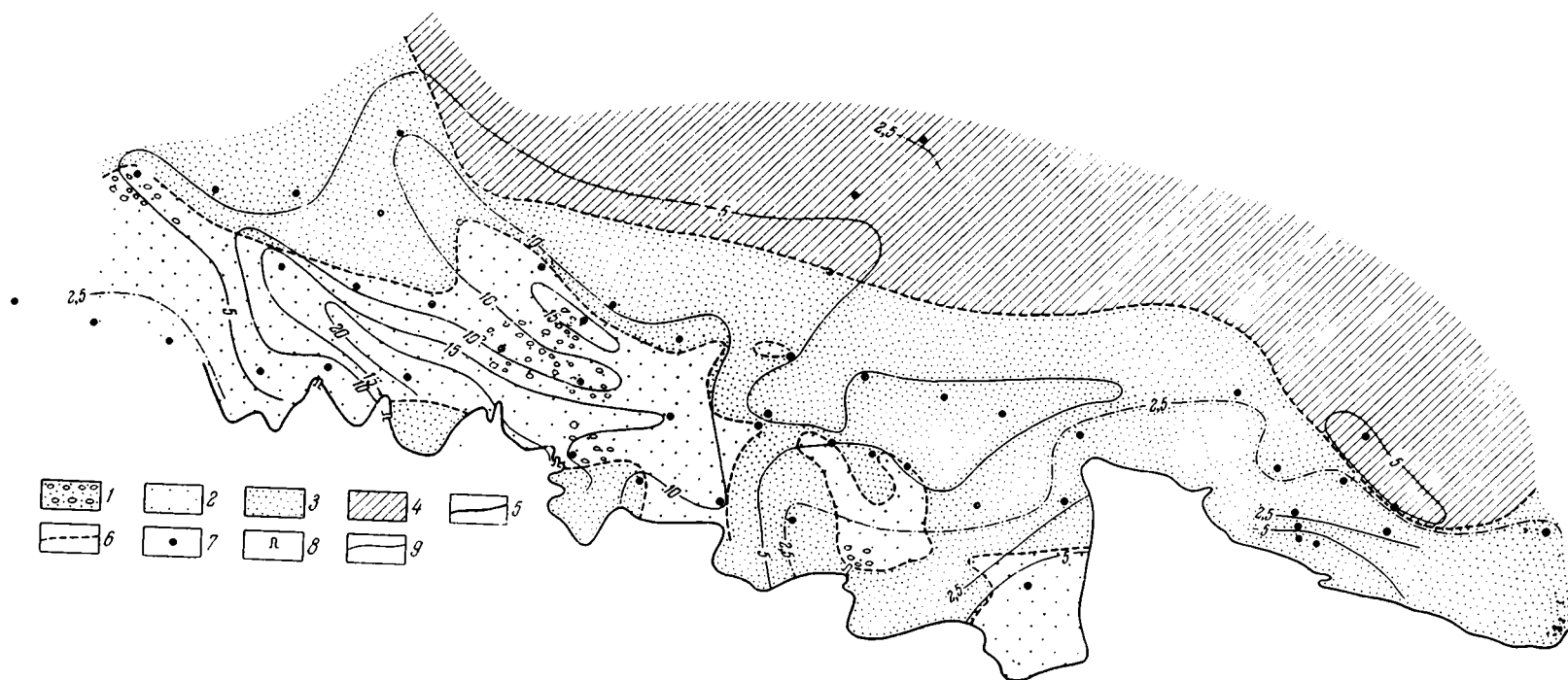
В предыдущей главе было показано, что максимальные мощности рудного пласта в Лабинском месторождении сосредоточены в дистальной полосе подводно-дельтовых песков, убывая как в сторону проксимально расположенных дельтовых песчаных отложений, так и в сторону авандельтовых алевритов.

Сопоставляя эту схему со схемой распределения абсолютных масс марганца (фиг. 145), нетрудно видеть, что они чрезвычайно близки, по существу идентичны. Наименьшие абсолютные массы ($0,1-0,5 \text{ т/м}^2$) приходятся как раз на ту полосу проксимальных дельтовых песков с гравийными зернами, где и суммарные мощности рудного пласта минимальны ($<0,5 \text{ м}$). Наибольшие же абсолютные массы марганца ($0,5-1,1-1,2 \text{ т/м}^2$) локализованы в полосе дистальных дельтовых песков, где суммарные мощности рудного пласта максимальны ($1-15 \text{ м}$). При переходе к авандельтовым алевритам быстро убывает суммарная мощность рудного пласта и соответственно уменьшаются абсолютные массы марганца. Интересно, что локализация внутри месторождения отдельных пятен максимумов и минимумов абсолютных масс марганца неизменно совпадает с локализацией максимумов и минимумов суммарных мощностей рудных пластов. Даже конфигурация изолиний на обоих картах оказывается достаточно сходной. Таким образом, на чисто диагенетическом Лабинском месторождении, в отличие от нижнеолигоценых седиментационно-диагенетических, распределение абсолютных масс не сдвинуто к берегу относительно суммарных мощностей рудного пласта, а идентично с ним. Однако процентные содержания марганца в рудном пласте пространственно отчетливо

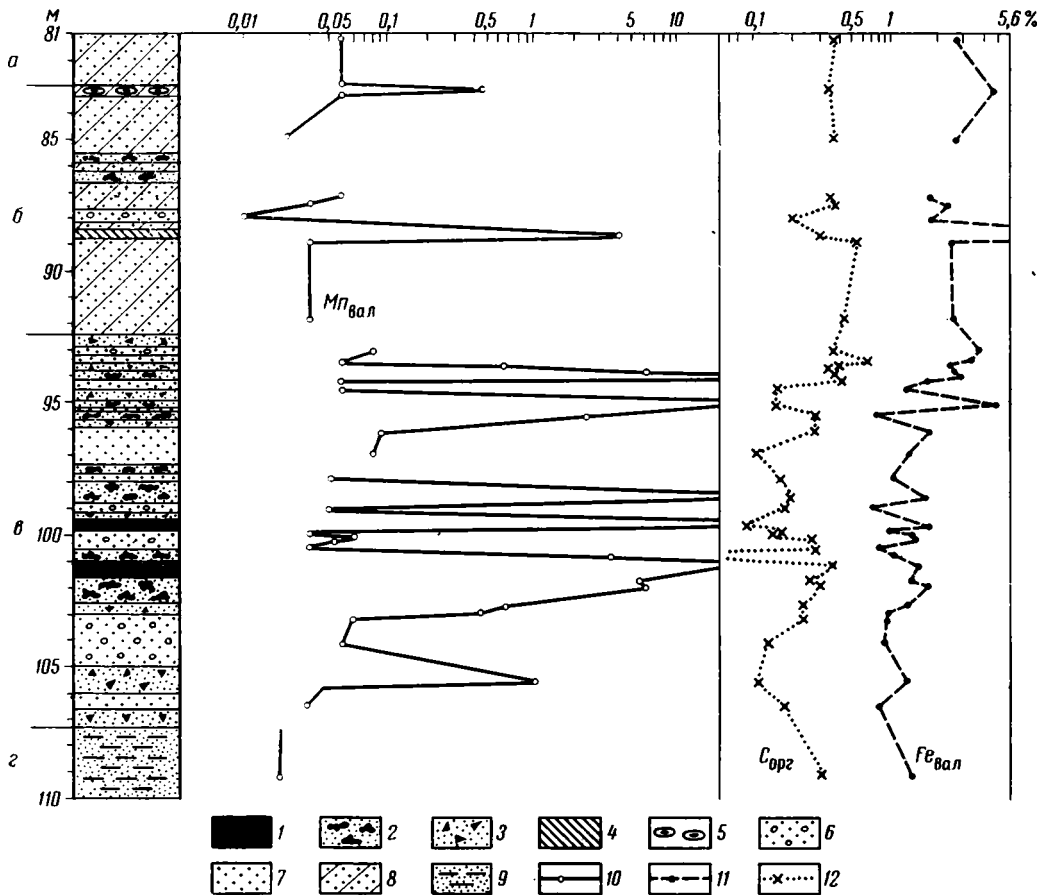


Фиг. 145. Распределение абсолютных масс марганца на площади Лабинского месторождения (составил В. В. Калинин)

Породы, непосредственно вмещающие руды: 1 — пески разномерные, гравийные; 2 — пески разномерные; 3 — пески тонкозернистые; 4 — алевролиты. Границы: 5 — современная южная граница (эрозивная) рудного поля; 6 — границы распространения основных типов вмещающих отложений. Точки изучения рудного горизонта: 7 — скважины; 8 — штольни; 9 — изолинии абсолютных масс Mn (в τ/m^2)



Фиг. 146. Распределение процентных содержаний марганца на площади Лабинского месторождения
 1 — 8 — то же, что и на фиг. 145; 9 — изолинии средневзвешенных содержаний марганца (в %)



Фиг. 147. Распределение марганца на одном из вертикальных разрезов Лабинского месторождения (составил В. В. Калинин)

а — надрудные алевриты; б — зона алевритов и железисто-марганцовых (олигонитовых) руд; в — зона песков и марганцовых (кальциево-родохрозитовых) карбонатных руд; г — подрудные пески. Карбонатные Са-родохрозитовые руды: 1 — сплошные; 2 — желвачковые; 3 — дисперсный рудный карбонат в песке, 4 — карбонатные железисто-марганцовые руды. 5 — дисперсный марганцовый сидерит. Вмещающие породы: 6 — пески; 7 — песок тонкозернистый; 8 — алеврит. Подрудные отложения: 9 — пески глинисто-алевритовые. Содержания Mn, Fe и C_{орг} (в %): 10 — марганец валовый; 11 — железо валовое; 12 — углерод органический

сдвинуты относительно абсолютных масс в направлении к берегу. Как видно из фиг. 146, высокие содержания марганца (5—15%) расположены в полосе проксимальных песков с гравием, где абсолютные массы этого элемента малы; в полосе же дистальных песков, где абсолютные массы марганца максимальны, его содержания низки, колеблясь от 2 до 5%.

Таким образом, диагенетическое Лабинское месторождение отличается от всех нижнеолигоценых седиментационных тел, что локализация абсолютных масс Mn здесь отчетливо контролируется суммарными мощностями рудного пласта, тогда как высокие содержания его сдвинуты относительно абсолютных масс в направлении к берегу и развиваются на участке, где и абсолютные массы рудного элемента, и суммарные мощности рудного пласта минимальны. Иначе говоря, в области высоких процентных содержаний Mn сосредоточена лишь малая часть его общей массы, свойственной месторождению в целом, но зато она сконцентрирована здесь в теле с наиболее высоким процентом Mn.

Как могла возникнуть такая ситуация? И может ли быть она объяснена, принимая чисто диагенетическое происхождение месторождения?

Представим себе несколько ближе, как происходило диагенетическое перемещение марганца из тонкозернистых авандельтовых отложений в более грубозернистую дельтовую «вентиляционную трубу».

Вначале перетекающее к берегу вещество рассредоточивалось в большой толще алевритов и затем дистальных песков. Оно перемещалось в этой толще по многим плоскостям и путям, что нашло отражение в наличии большого количества мелких линз. И хотя абсолютные массы осевшего марганца были велики, множественность каналов перемещения и участков осаждения могла дать только низкопроцентное накопление Mn в каждой линзе. Лишь войдя в маломощную толщу дистальных, к тому же наиболее грубозернистых песков (10—12 м), перемещавшийся рудный раствор сосредоточился на гораздо меньшем числе уровней, а большая пористость пород на этих уровнях позволила сформироваться более высокопроцентным концентрациям карбоната марганца. Таким образом, разная форма перемещения рудного раствора, рассредоточенная в алевритах и дистальных дельтовых песках и сосредоточенная на немногих поверхностях в проксимальных грубообломочных песчаных осадках, породила то своеобразное соотношение абсолютных масс, мощностей рудного горизонта и процентных содержаний Mn, какое мы наблюдаем в Лабинском месторождении. Подчеркнем дополнительно, что если в нижнеолигоценых рудных площадях в сдвиге процентных содержаний Mn относительно его абсолютных масс заметную и порой даже важную роль играли процессы гипергенного изменения руд, то в формировании Лабинского месторождения они никакого участия не принимали. Сдвиг этот произошел в момент возникновения месторождения, сингенетичен ему. Это обстоятельство дополнительно обособляет его от нижнеолигоценых руд.

Что касается характера распределения марганца на вертикальном разрезе через Лабинское месторождение, то при весьма изменчивом сложно-мелколинзовидном его характере установить какую-либо определенную постоянную закономерность не удастся. На фиг. 147 показан один из многих вариантов вертикального распределения марганца. Отсутствие постоянной устойчивой закономерности в вертикальном размещении Mn является еще одним из признаков, отличающих диагенетическое Лабинское месторождение от седиментационно-диагенетических нижнеолигоценых.

II. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ, СОПРОВОЖДАЮЩИХ МАРГАНЕЦ В ОЛИГОЦЕНОВЫХ РУДАХ

Весьма интересным, но пока не исследованным вопросом является распределение в марганцевых рудах юга СССР малых элементов: V, Cr, Co, Ni, Cu, Mo, W, Zn, P, Ga, Ge. В литературе опубликованы лишь полуколичественные или даже чисто качественные спектральные определения некоторых из этих элементов, сделанные к тому же не систематически, на отдельных образцах. Проблема же соотношений Fe и малых элементов с марганцем не была поставлена вообще. Между тем, как можно было видеть на примере современных отложений, исследование микроэлементов в марганцевых рудах и характер связи их в рудах и во вмещающих породах раскрывает много весьма интересных черт как в ходе седиментогенеза, так и диагенеза осадков. Вот почему в программу изучения олигоценых руд было включено массовое определение Fe и перечисленных выше одиннадцати микроэлементов (Варенцов и др., 1967; Калининко и др., 1967; Тихомирова, Черкасова, 1967; Штеренберг и др., 1967).

Кроме того, около 2400 количественных химических определений Co и Ni было заимствовано из разведочных материалов Чигатурской экспедиции,

**Распределение малых элементов между рудным
(средние содержания)**

Месторождение, тип руды	V		Cr		Co	
	а	б	а	б	а	б
Южно-Украинское						
Окисные	13,56	66,4	Нет	9,3	24,08	7,92
Карбонатные *	0,4	30,2	Нет	10	3,4	3,6
Чнатурское						
Окисные	109	26	7	6	26	5
Карбонатные	53	23	3	6	15	4
Мангышлакское						
Окисные	55	35	8	19	60	2
Карбонатные	30	19	10	10	2,5	0,7
Лабинское						
Са-родохрозитовые	30	15	12	12	7	4
Олигонитовые	28	33	21	27	3	6

* Без учета большекокмакских руд.

сделанных в то время, когда существовали предположения о том, что это месторождение может быть комплексным марганцево-кобальто-никелевым (Штеренберг, 1967). Нам кажется, что совокупность этих данных достаточно для изучения характера распределения микроэлементов в олигоценовых рудах и корреляции их с главными рудообразующими компонентами — Mn и Fe.

Эти вопросы мы теперь и рассмотрим.

1. Формы нахождения малых элементов в рудах

Первое, что необходимо сделать при решении поставленной задачи, это выяснить формы, в которых находятся малые элементы в рудах. Вообще говоря, таких форм может быть по крайней мере пять: 1) изоморфная примесь к марганцевым минералам; 2) изоморфная примесь к аутигенным железистым минералам — глаукониту, пириту; 3) выделения в виде самостоятельных мельчайших по размерам минералов, включенных в качестве механической примеси в аутигенных минералах вообще; 4) вхождение в решетку терригенных минералов; 5) вхождение в сорбированный комплекс глинистых минералов. Эти пять форм нахождения микроэлементов могут быть объединены в две резко различные группы: аутигенную, обнимающую первую, вторую и третью формы с господством среди них первой формы, т. е. изоморфизма в марганцевых минералах, и терригенную, в которую входят четвертая и пятая формы с главенствующей ролью последней формы, т. е. сорбции глинистыми минералами.

Было бы идеальным, если бы удалось количественно отделить друг от друга каждую из пяти указанных форм. Однако при современной технике сепарации это неосуществимо. Невозможно даже строго отделение аутигенной группы от терригенной. Все, что выполнимо пока, и то чисто расчетным путем — это приближенная оценка доли каждого микроэлемента, входящей в состав марганцевой группы минералов, т. е. первой формы, и доли их, входящей во все остальные компоненты породы, взятые вместе, при господствующем значении среди них терригенной части (четвертой + пятой форм).

компонентом руд (а) и примесями (б)
в 10⁻¹%

Ni		Cu		Mo		W		Pb		Zn	
а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
193,0	21,56	20,58	14,54	19,05	2,55	16,86	15,8	11,1	7,9	—	—
41,4	8,8	6,7	6,6	2,54	1,16	12,2	7,2	12,0	4	55,2	9,8
1050	64	130	9	—	—	—	—	—	—	—	—
208	52	15	15	—	—	—	—	—	—	—	—
143	16	50	8	—	—	—	—	—	—	—	—
23	10	11	4	—	—	—	—	—	—	—	—
133	18	14	6	—	—	—	—	—	—	—	—
34	18	8	8	—	—	—	—	—	—	—	—

Способ расчета следующий. По частным определениям микроэлементов во вмещающих и замещающих породах рассчитываются средние их содержания в песках, алевритах, глинах. Далее, для каждой пробы марганцевой руды выясняется содержание в ней собственно рудного компонента и разбавляющей его примеси. Для карбонатных руд количество рудного компонента определяется аналитическим путем (карбонатный анализ), для окисных — путем помножения валового содержания Mn на 1,65¹. Процентное содержание примеси составляет дополнение до 100% (100 — содержание рудного компонента). Зная, какого характера примесь присутствует в руде, рассчитывается (по средним содержаниям микроэлементов в песках, алевритах, глинах) возможное процентное содержание в этой примеси каждого элемента в отдельных анализах и затем выводится среднее для руд данного месторождения. Вычитая это количество из среднего валового содержания каждого микроэлемента в руде, получаем среднее количество его в собственно рудном компоненте. Повторяем, этот расчет грубый и дает лишь ориентировочную оценку распределения микроэлементов между марганцевой и терригенной частями руды. Но даже и такого рода ориентировка представляет существенный интерес для дальнейшего.

В табл. 110 представлены результаты расчетов для руд всех месторождений. Картина оказывается неожиданной и весьма характерной. В примесях, содержащихся в марганцевой руде, всегда присутствуют и малые элементы, причем содержания их отнюдь не малые, но почти всегда соизмеримые с массами их в рудном компоненте, иногда равные им, а иногда даже превосходящие их. При этом у разных микроэлементов распределение оказывается неодинаковым. Так, для Ni — Co — Cu — Mo характерно ярко выраженное тяготение к марганцевому рудному компоненту, содержания их в котором всегда многократно выше, чем в примесях, особенно у Ni и у Mo; у последнего, впрочем, только в окисных рудах. Вольфрам, цинк, свинец, иногда ванадий также обычно преобладают в рудном компоненте, хотя, как правило, это преобладание выражено слабее, чем

¹ Для чисто манганитовых и чисто пиролюзитовых на 1,61.

у предыдущей группы микроэлементов. Но хром, иногда и ванадий преобладают уже в примесях, а не в рудном компоненте, либо находятся поровну в них обоих. Из этих сопоставлений видно, что *резкое концентрирование в рудном компоненте показывают более геохимически подвижные микроэлементы, тогда как наименее подвижные тяготеют к примесям, прежде всего, конечно, к терригенной части руды.*

2. Связь микроэлементов с минералогическими типами руд

Рассмотрим теперь, как распределяются микроэлементы по минералогическим типам руд. В качестве примера возьмем *окисные руды* как целое, без дальнейших подразделений по минеральному составу, *Са-родохрозитовые и олигонитовые*.

Из табл. 111 явствует, что во всех месторождениях окисные руды в целом всегда значительно обогащены всеми элементами относительно карбонатных, в частности Са-родохрозитовых. Но степень обогащения разная. Принимая во всех случаях содержание элемента в карбонатных рудах за единицу, получаем следующий ряд обогащения (табл. 112).

Как видим, при расчете на валовые содержания обогащение марганцем колеблется от 1,2 до 1,5, а никелем — почти втрое больше (4,3), причем последнее держится весьма устойчиво. Обогащение кобальтом сильно варьирует от 1,63 до 20 (?), но в целом выше, чем у марганца. Степень обогащенности медью также варьирует (2,3—4,6), но существенно выше, чем у марганца. Обогащенность ванадием близка к обогащенности марганцем. Хром чаще всего содержится в несколько пониженных количествах.

Как понять эти сложные соотношения? Рассмотрим вначале Чиатурское месторождение, где основная масса окисных манганитовых руд первична, т. е. возникла в диагенезе, как и руды карбонатные.

В первую половину истории формирования Чиатурского месторождения в седиментогенезе возникал полиперманганитовый рудный осадок, который затем в диагенезе переходил в зоне ближнего выклинивания в манганитовую, а в зоне дальнего выклинивания — в Са-родохрозитовую породу. При этих химико-минералогических преобразованиях в полосе ближнего выклинивания концентрация малых элементов не испытывала сколько-нибудь заметных изменений, но в дальней карбонатной полосе содержания микроэлементов, несомненно, уменьшались, поскольку в состав рудных минералов входила дополнительно значительная масса CaCO_3 , MgCO_3 и CO_2 , присоединявшаяся к Mn^{2+} и Fe^{2+} . Таким образом начали создаваться существенные различия в содержаниях микроэлементов в окисных и карбонатных рудах. Во вторую половину эпохи возникновения рудного горизонта окисные руды зоны ближнего выклинивания были повсеместно перекрыты карбонатными рудами.

При такой ситуации слабоокислительная среда в осадках по вертикали и горизонтали оказалась в ближайшем соседстве со средой восстановительной. В первой — были повышены Eh и pH, а содержания в иловой воде ионов Mn, Ni, Co, Cu, Mo, наоборот, очень малыми; во второй среде Eh и pH были значительно ниже, а содержания Mn и других названных микроэлементов в иловой воде намного выше, чем в окислительной среде — ситуация, весьма обычная в диагенезе. При непосредственном контактировании обеих сред из верхнего восстановительного слоя осадков неизбежно должен был идти подток Mn, Ni, Co, Cu, Mo в нижний окислительный слой. Рудный осадок в карбонатной зоне обеднялся микроэлементами, а руда окисная (в данном случае манганитовая), обогащалась ими, и возникло то различие их концентраций, какое мы сейчас констатируем. Соответственно разной геохимической подвижности разных микроэлементов степень обогащения ими окисных руд оказалась неодинаковой.

Средние содержания малых элементов в рудах

Месторождение, тип руды, число образцов	Mn	Fe	Ni	Co	Cu	V	Cr	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge
	%		10 ⁻⁴ %										
Никопольское													
Окисные (46)	35,13	—	214,5	32	35,1	80	9,3	21,60	32,7	23	93	5	1,9
Карбонатные (22)	23,91	—	49,2	7	13,3	30,6	10	3,7	19,1	16	65	3,1	2
Карбонатные (5)	22,47	—	102,6	23,7	18,3	16,5	7,3	—	—	—	—	—	—
Чиатурское													
Окисные (36)	34,12	0,89	1114 (608)	31 (42)	139	135	13	46 [48]	70	15,2	131	4,9	1,6
Карбонатные (23)	22,50	0,72	260	19	30	76	9	1,9 [5,2]	39	9	52	4,1	1,2
Мангышлакское													
Окисные (21)	23,57	3,10	159	69	58	90	21	55	31	227	51	5	2,6
Карбонатные (11)	19,4	1,90	38	3,2	14,7	48,7	20	Нет	10	16	37	10	2,1
Лагинское													
Са-родохрозитовые (25)	24,95	2,75	151	13	22	37	19	15	25	14	53	4	0,6
Олигонитовые (10)	8,22	7,44	51	9	16	61	48	2	23	13	37	9	0,7

Примечания. В круглых скобках даны средние содержания по 2400 анализов Чиатурской геологоразведочной партии, в квадратных — средние содержания с учетом всех резко отклоняющихся величин, без скобок — с исключением этих анализов.

Таблица 112

Степень обогащения окисных руд относительно карбонатных

Месторождение	Mn	Ni	Co	Cu	V	Cr	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge
Южно-Украинское . . .	1,5 1,5*	4,3	4,5	2,3	2,8	0,93	5,83	1,6	1,4	1,4	1,6	0,9
Чиатурское	1,5	4,3	1,63	4,6	1,8	1,3	24,2	1,8	1,7	2,5	1,2	1,3
Мангышлакское	1,2	4,3	20	4,0	1,4	1,05	Очень большая	3,1	?	1,4	0,5	1,2

* По В. И. Грязнову и др. (1964).

Обогащение марганцем и микроэлементами окисных руд Южно-Украинских месторождений осуществлялось более сложным путем. Оно происходило в гипергенезе и реализовалось прежде всего за счет выщелачивания разбавителей (CaCO_3 , MgCO_3 , CO_2 от Fe^{+2}) из выветривавшейся карбонатной руды, что вело к пассивному увеличению в окисных рудах интересующих нас элементов. Но если бы обогащение происходило только таким пассивным путем, то степень обогащенности у всех элементов должна была бы быть одинаковой и равной коэффициенту обогащения марганца. Между тем в действительности обогащенность южноукраинских и мангышлакских окисных руд у каждого микроэлемента индивидуальная и нередко бóльшая, чем у марганца. Это означает, что наряду с массивным обогащением окисных руд при выветривании карбонатных руд имел место еще процесс активного их обогащения. Он состоял в диффузионном подтоке ряда элементов из нижнего карбонатного горизонта в окисляющийся верхний, совершенно аналогично тому, как в диагенезе из восстановительной зоны илов происходил диффузионный ток элементов в окислительную пленку. При этом наиболее интенсивно перетекали в гипергенезе и накапливались в окисной пленке те же более геохимически подвижные элементы, какие энергично мигрируют в окислительную зону в диагенезе: Ni—Cu—Co—Mo и др. Следовательно, процесс активной концентрации элементов в зоне окисления карбонатных марганцевых руд, который в главе II был намечен только гипотетически, исходя из общих соображений, при рассмотрении распределения микроэлементов подтвердился в полной мере.

Итак, и в случае первичных окисных руд, и в случае их вторичного образования за счет гипергенного окисления руд карбонатных, главной причиной их обогащенности многими микроэлементами является активное перераспределение последних между окислительной и восстановительной средой. Окисные руды активно обогащаются Ni, Co, Cu, Mo и другими микроэлементами за счет их активного подтока из восстановительной карбонатной фации.

Очень интересные соотношения микроэлементов наблюдаются у Са-родохрозитовых и олигонитовых лабинских руд. Содержания Mn, Ni, Co, Cu и особенно Mo у последних резко понижены в отличие от первых, содержания же V, Cr резко повышены; W, Pb, Ge находятся на близком уровне. Иначе говоря, олигонитовые руды обеднены более геохимически подвижными компонентами и обогащены менее подвижными. Эти соотношения находятся в полной гармонии с предполагаемым генезисом этих руд в том понимании, как это изложено в предыдущей главе.

3. Распределение микроэлементов между цементом и выделениями в руде

При формировании разнообразных выделений марганца среди вмещающей массы, шло ли оно в диагенезе или в гипергенезе, выделения оказываются обогащенными этим элементом относительно цемента. Посмотрим, как обстоит дело с микроэлементами (табл. 113).

Из этой таблицы следует, что как в заведомо гипергенных пиролюзитовых, так и в псиломелановых рудах при образовании оолитовых, пизолитовых и других выделений в них избыточно концентрируются Ni, Co, Cu, Mo, отчасти Zn; но Fe, V, Cr, Ga, W, напротив, присутствуют в меньших количествах, чем во вмещающей основной массе. Чрезвычайно характерно, что то же самое явление отмечается и в первичных манганитовых рудах: Ni, Co, Cu в выделениях накапливаются здесь даже сильнее, чем во вторичных пиролюзит-псиломелановых рудах. Несколько аномально ведут себя Cr и Fe, которых в данном случае в выделениях больше, чем во вмещающей основной массе. Mo, W, Zn в выделениях содержатся в тех же

Распределение элементов между основной массой и выделениями
в Южно-Украинском бассейне

Элемент	Манганитовые выделения в карбонатной массе		Первичные манганитовые руды		Вторичные псиломелановые руды		Вторичные пиролюзитовые руды	
	Основная карбонатная масса	Выделения	Основная масса	Выделения	Основная масса	Выделения	Основная масса	Выделения
Mn	18,26	44,42	26,60	49,83	27,35	35,32	24,31	47,53
Fe	1,53	1,07	2,29	0,81	1,91	1,43	2,28	0,92
Ni	67	334	190	225	143	191	204	306
Co	9	16	16	33	46	71	20	20
Cu	16	37	16	40	43	48	28	38
V	37	118	89	74	98	81	126	91
Cr	8	16	23	12	11	11	19	7
Mo	0,33	15	20,25	20,38	15	23,1	10	28
W	27	65	37,9	39,75	34	28,9	44	39
Pb	14,7	25,8	14	19	37	37	16	23
Zn	77	79,7	93,8	93,5	84	86,4	90	100,4
Ga	5,3	3,17	8	4,75	6,3	4,6	8	3,7
Ge	2,2	3,17	2	2,38	1,9	1,4	2	2,4
Mn : Fe	11,93	41,51	11,61	61,52	14,32	24,69	10,66	51,66
Число образцов	6	6	5	10	7	11	11	14

Примечание. Mn и Fe даны в %, микроэлементы — в 10^{-4} %.

количествах, что и в цементе. В карбонатно-манганитовой руде концентрации Ni, Co, Cu, Mo, W, Zn резко выше в манганитовых выделениях, чем в основной карбонатной массе. Даже ванадий и хром — малоподвижные элементы — накапливаются в выделениях, но содержания Ga понижены. Причин к этому две. Манганитовые бобовины возникли в руде в очень раннюю стадию диагенеза, когда она вся была еще окисной; при этом произошло первое, активное обогащение бобовин микроэлементами за счет основной, тогда еще тоже манганитовой массы. В дальнейшем основная масса дополнительно редуцировалась и превратилась в Са-родохрозит, что сопровождалось пассивным понижением содержаний в ней микроэлементов ввиду интродуцирования в нее CaCO_3 , MgCO_3 и CO_2 к Fe (процесс, обратный гипергенному окислению). Суммирование первоначального активного и последующего пассивного (относительного) концентрирования в манганитовых выделениях Mn, Ni, Co, Cu и других элементов и создало ту очень высокую относительную обогащенность ими выделений относительно основной массы, которую мы наблюдаем в карбонатно-манганитовой руде. И если в результате первого процесса — раннего активного концентрирования — произошло обогащение манганитовых бобовин только наиболее подвижными микроэлементами (Mn, Ni, Co, Mo и др.), то в результате более позднего — пассивного концентрирования — не только повысилась первоначальная обогащенность подвижными элементами, но и создавалась относительная обогащенность менее подвижными.

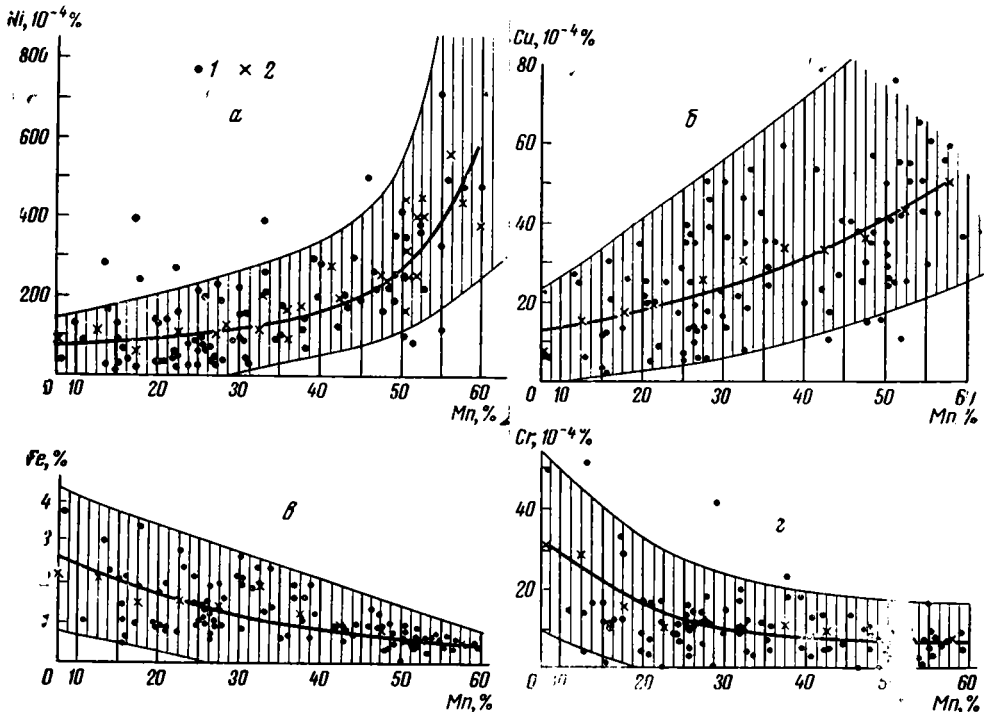
4. Корреляция микроэлементов с марганцем, железом и друг с другом

Чрезвычайный интерес представляет корреляция в олигоценовых рудах микроэлементов с марганцем и железом, а также друг с другом. Эти месторождения прошли через гораздо более сложную историю развития по сравнению с современными накоплениями марганца. Отразилось ли это как-либо на характере и силе связи микроэлементов друг с другом? Насколько корреляция их в олигоценовых рудах отвечает корреляции в современных рудах марганца?

При изучении взаимосвязей элементов для каждой сопоставляемой пары строилась корреляционная диаграмма и, если на ней выявлялись хотя бы слабо выраженные положительные или отрицательные соотношения, производился расчет коэффициентов корреляции. Иногда вычисление его делалось и для диаграмм, в которых визуально соотношения элементов не были отчетливы; при этом всегда получались величины, близкие к нулю.

Не имея возможности опубликовать все корреляционные диаграммы, мы ограничимся только немногими (наиболее типичными для южноукраинских руд). Рассмотрение же вопроса будем вести, пользуясь коэффициентами корреляции. Повторяем, в нашу задачу не входило систематическое исследование руд методами вариационной статистики, мы сделали лишь попытку рассмотреть вопрос о корреляции элементов.

Остановимся прежде всего на соотношениях Mn и Fe — двух главных рудообразующих элементов. Как видно на фиг. 148, в, в южноукраинских рудах они взаимнопротивоположны, причем коэффициент корреляции равен $-0,487$. У других руд они также обратны, но степень их «отталкивания» варьирует: у чигатурских $-0,22$, у мангышлакских $-0,28$, у



Фиг. 148. Соотношения между элементами в рудах Южно-Украинских месторождений: а — Ni и Mn; б — Cu и Mn; в — Fe и Mn; г — Cr и Mn; 1 — данные конкретных анализов; 2 — средние величины

лабинских —0,672. Нельзя не обратить внимания на то, что у всех седиментационно-диагенетических руд этот коэффициент оказался значительно ниже, чем у собственно диагенетических лабинских, в которых процесс диагенетического перераспределения был и наиболее интенсивным, и наиболее длительным и, главное, сопровождался пространственным отделением Са-родохрозитовых руд от олигонитовых; если включить в расчет еще и марганцовистые сидериты, то коэффициент корреляции Mn — Fe возрастает до —0,735.

Поскольку два главных рудообразующих элемента стремятся в большей или меньшей степени изолироваться друг от друга, естественно выяснить, какие микроэлементы при этом захватываются каждым из них. Оказывается, в разных месторождениях это происходит неодинаково (фиг. 148, а, б, г). Соотношения в южноукраинских рудах показаны в табл. 114.

Таблица 114

Коэффициенты корреляции микроэлементов с Mn и Fe в южноукраинских рудах

Элемент	Коэффициент корреляции	Элемент	Коэффициент корреляции
Mn — Ni	+0,598	Fe — Cr	+0,548
Mn — Cu	+0,233	Fe — V	+0,469
Mn — Mo	+0,318	Fe — Ni	—0,126
Mn — Zn	+0,163	Fe — Co	+0,346
Mn — Co	+0,046	Fe — Cu	+0,012
Mn — Cr	—0,375	Fe — Mo	+0,01
Mn — V	—0,116	Fe — Zn	+0,015
Mn — Pb	+0,061	Fe — Pb	—0,068

Из цифр таблицы вытекает, что к марганцу более или менее отчетливо тяготеют Ni, Cu, Mo, Zn; V же и Cr, так сказать, «отталкиваются» от него. К железу, напротив, тяготеют V и Cr; Ni «отталкивается» от него; Co и Cu в некоторой степени связаны как с марганцем, так и с железом, причем Co больше тяготеет к железу, а Cu — к марганцу.

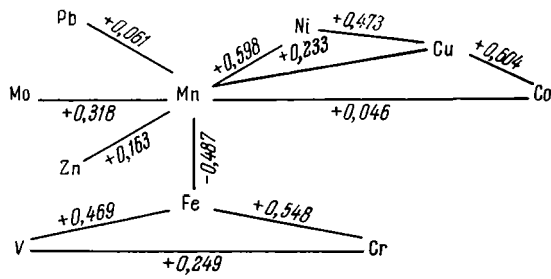
Очень интересные соотношения существуют между самими микроэлементами (табл. 115).

Таблица 115

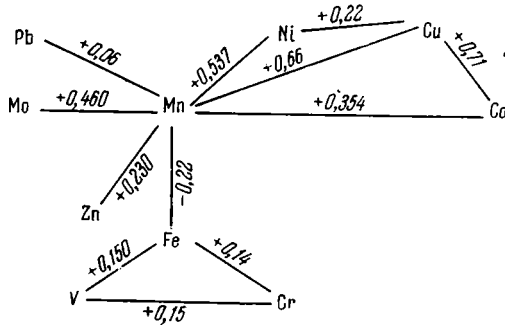
Связь между микроэлементами в южноукраинских рудах

Элемент	Коэффициент корреляции	Элемент	Коэффициент корреляции
Ni — Cu	+0,473	Ni — Cr	—0,063
Ni — Co	+0,134	Cu — V	+0,036
Cu — Co	+0,604	Cr — V	+0,249

Микроэлементы, тяготеющие к марганцу и к железу, связаны положительными коэффициентами. Однако между микроэлементами марганцовой и железной групп нет ни ярко выраженного тяготения, ни отталкивания, т. е. своего рода индифферентизм. Зная наличие многосторонних связей между элементами, входящими в состав марганцовых руд, их соотношения можно выразить следующей схемой:



Число анализов в рудах Чиатурского месторождения почти вдвое меньше, а разброс величин такой же, а иногда даже и больший, чем в южноукраинских рудах. Это обстоятельство не могло не сказаться на достоверности и силе корреляции. Не вдаваясь в детали, ограничимся общей схемой корреляционных связей, рассчитанных по нашим 58 образцам. Она выглядит так:

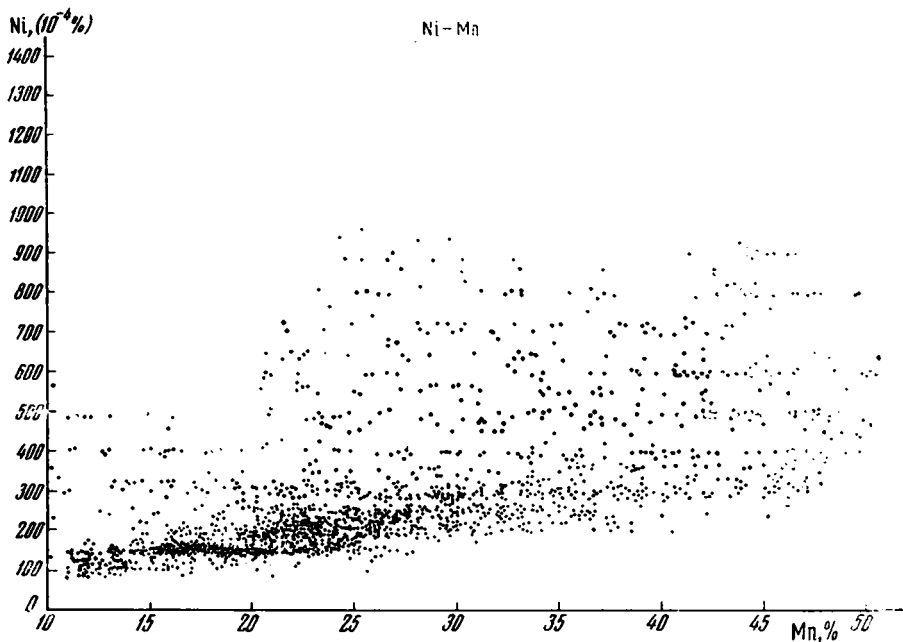


Как видим, конкретные значения коэффициентов корреляции с марганцем Ni, Cu, Co, V, Cr в чиатурских рудах несколько отличаются от их величин в рудах южноукраинских. Но общая расстановка элементов в корреляционной схеме в обоих месторождениях практически одна и та же, а именно: Ni и Cu связаны с Mn, Cr коррелирует с Fe, хотя коэффициент корреляции очень мал, и т. д. Что касается нескольких разных величин коэффициентов корреляции, то при разном числе анализов, использованных при расчетах, это, видимо, неизбежно.

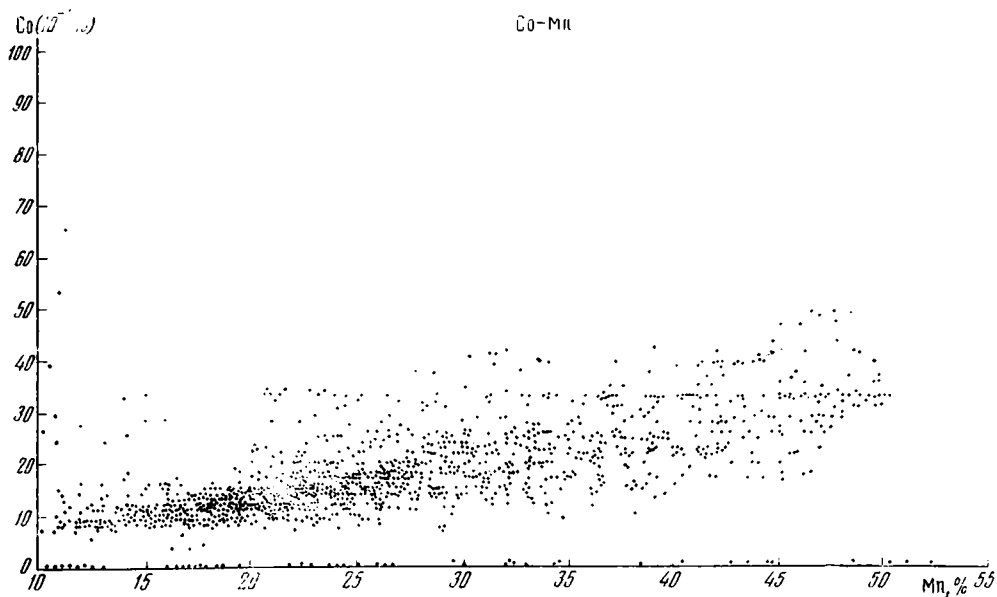
При обработке разведочного материала по Mn, Ni и Co из чиатурских руд для каждого из этих микроэлементов были построены прежде всего корреляционные диаграммы (фиг. 149, 150). На них отчетливо проявилась общая зависимость содержаний Co и Ni от концентраций марганца. Для более объективного проведения усредненных кривых были подсчитаны средние содержания Co и Ni по интервалам содержаний Mn: < 10%, 10—15%, 15—20% и т. д. Полученные цифры сведены в табл. 116.

Таблица 116
Связь содержаний Ni и Co с концентрацией марганца

Коррелируемые элементы	Интервалы содержаний марганца, %								Число анализов
	10—15	15—20	20—25	25—30	30—35	35—40	40—45	45—50	
В 10 ⁻⁴ %									
Ni	178	194	224	301	396	431	546	608	2140
Ni : Mn	14	11	9	11	12	11	12	12	
Co	13	13	16,7	22,8	26	29	36,6	42	1969
Co : Mn	1	0,7	0,7	0,8	0,8	0,7	0,8	0,9	



Фиг. 149. Соотношения между Ni и Mn в рудах Читурского месторождения, по данным читурской разведки (составил Л. Е. Штеренберг)



Фиг. 150. Соотношения между Co и Mn в рудах Читурского месторождения, по данным читурской разведки (составил Л. Е. Штеренберг)

Как видим, средние содержания Ni и Co по марганцевым интервалам медленно, но неуклонно (без всяких отклонений) увеличиваются от бедных марганцем руд к богатым. Характерно, что средние отношения Ni : Mn и Co : Mn во всех принятых интервалах практически постоянны; у Ni они равны 11—12, у Co 0,7—0,8; отклонения единичны.

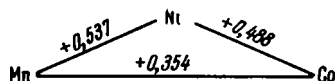
Коэффициенты корреляции, рассчитанные с помощью электронно-счетной машины, получились следующие:

$$\text{Mn} - \text{Ni} = +0,537 \pm 0,015$$

$$\text{Mn} - \text{Co} = +0,354 \pm 0,020$$

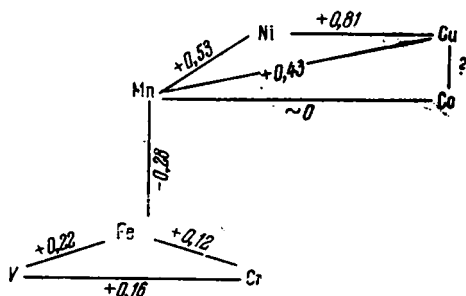
$$\text{Ni} - \text{Co} = +0,488 \pm 0,017.$$

Или иначе:



Нельзя не обратить внимание на то, что при массовом материале коэффициент корреляции Mn — Ni заметно уменьшился, т. е. связь Ni с Mn выглядит более ослабленно, чем в наших пробах, тогда как связь Mn — Co явно возросла.

Корреляция элементов в мангышлакских рудах могла быть выполнена на меньшем числе элементов, так как Mo, W, Pb, Zn определялись не в отдельных пробах окисных и карбонатных руд, а в сборных пробах для каждого из этих классов. Соотношения коррелируемых элементов выглядят так:

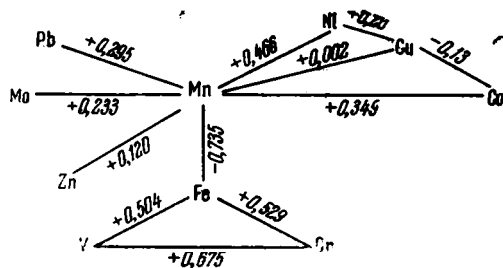


В марганцевой группе отчетливо видна позитивная корреляция Mn — Ni и Mn—Cu, но отношения Mn—Co индифферентны. На корреляционной диаграмме разброс точек очень велик и незакономерен. Коэффициент корреляции близок к нулю. Отношения Ni—Cu также позитивны и отчетливы; что же касается соотношений Cu—Co, то, как видно на фиг. 151, они весьма своеобразны. При низких содержаниях обоих элементов связь отчетливо позитивная, прямая, при высоких — столь же отчетливо обратная.

Напомним, что совершенно такие же сложные взаимосвязи мы впервые констатировали у Mn—Fe в оз. Пуннус-Ярви. При таких меняющихся соотношениях вычисление коэффициентов корреляции становится условным и потому не производилось.

В группе железа связи Fe—V и Fe—Cr позитивные, но очень слабые.

Большой интерес представляет корреляция элементов в лабинских рудах, целиком карбонатных, диагенетических, притом таких, при образовании которых происходило отчетливо выраженное пространственное разделение разных химических компонентов, зафиксированное в ясной аутигенно-минералогической зональности месторождения (см. главу III). Корреляция элементов здесь выражается такой схемой:

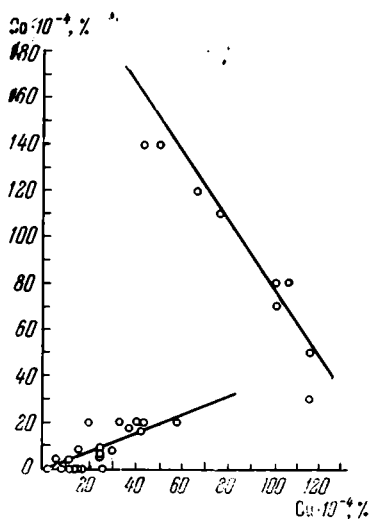


Суммируя изложенное выше, получаем следующую схему корреляционных связей микроэлементов с двумя основными породообразующими элементами олигоценых руд (табл. 117); для сравнения в нее включены также соответствующие коэффициенты корреляции для современных океанических стяжений.

При обсуждении этой таблицы необходимо иметь в виду следующее обстоятельство. Все коэффициенты корреляции, меньшие 0,15 (как с минусом так и с плюсом) находятся, как правило, в пределах квадратичных ошибок или только ничтожно их превосходят. Это значит, что корреляция в данном случае не достоверна и не должна приниматься во внимание. Достоверна лишь корреляция, выраженная величинами $> \pm 0,15$.

Первое, что приходится отметить в табл. 117, это невысокие значения коэффициентов корреляции, варьирующие от 0,770 (максимум) до сотых долей единицы. Считая, что отчетливая корреляция выражается коэффициентами $> 0,4$, а умеренная и слабая корреляция — величинами 0,4—0,15, получаем, что отчетливая градация устанавливается лишь в 22 из 72 случаев, умеренная и слабая — в 27, недостоверная — в 23. Таким образом, более чем в трети случаев корреляция относится к категории умеренной и слабой; более чем в четверти случаев — к отчетливой и значительной и примерно в трети случаев — с достоверностью не устанавливается. Эти соотношения в олигоценых рудах повторяют то, что было отмечено выше для руд современных (см. часть первую, главу IV).

Весьма характерно, что у разных элементов характер корреляции с «элементом-хозяйном» и сила их связи существенно варьируют. Так, никель всегда имеет позитивную связь с марганцем, причем в четырех случаях из пяти она выражена вполне отчетливо, ибо коэффициенты корреляции $> 0,4$ и лишь в одном случае он равен 0,366. По отношению к железу никель ведет себя противоположно: в трех случаях его коэффициент корреляции отрицательный, в одном — очень слабо положительный (+0,19) и в одном — недостоверный. Все эти соотношения позволяют рассматривать никель в качестве активно стремящегося к ассоциации с марганцем и «отталкивающегося» от железа. Медь также активно тяготеет к марганцу, но в несколько меньшей степени. Из пяти коэффициентов корреляции только два указывают вполне отчетливую связь с марганцем



Фиг. 151. Соотношения между Co и Cu в рудах Мангышлакского месторождения (составила Е.С. Тихомирова)

Коэффициенты корреляции в современных

Элементы	Современные океанические	Южно-украинские	Чиатурские	Мангышлакские	Лабинские
Mn — Ni	+0,366	+0,598	+0,537	+0,530	+0,466
Mn — Cu	+0,344	+0,233	+0,660	+0,430	<u>—0,002</u>
Mn — Mo	+0,506	+0,318	+0,460	—	+0,233
Mn — Zn	+0,190	+0,163	+0,230	—	<u>+0,120</u>
Mn — Co	0	<u>+0,046</u>	+0,354	0	+0,349
Mn — Pb	—0,261	<u>+0,061</u>	<u>+0,06</u>	—	+0,295
Mn — Cr	—	—0,375	<u>—0,06</u>	—0,50	—0,770
Mn — V	—	<u>—0,116</u>	<u>+0,08</u>	<u>—0,10</u>	—0,663
Mn — Fe	—0,517	—0,487	—0,22	—0,28	—0,735

Примечание: Прочерк означает, что коэффициент корреляции не вычислялся

(коэффициент корреляции $\sim 0,4$), два — связь ослабленную (0,344—0,233) и один — недостоверную (около нуля). Это ослабление связи меди с марганцем сейчас же сказывается на характере ее связей с железом: в двух случаях она становится слабо позитивной (коэффициент корреляции 0,256—0,270), в трех — недостоверной. Иначе говоря, ослабление позитивных связей меди с марганцем сопровождается зарождением слабопозитивных связей с железом. Примерно то же наблюдается у молибдена. Все четыре вычисленных коэффициента корреляции его с марганцем оказываются позитивными, причем два из них указывают на вполне отчетливую связь, два — на ослабленную даже в большей мере, чем у Mn—Cu (+0,318 и +0,233). Соответственно из трех коэффициентов корреляции молибдена с железом один отрицателен (—0,261), два — недостоверны. Еще слабее с марганцем связь у цинка. Из четырех вычисленных величин три позитивные, но очень малые (+0,190; +0,163 и +0,230), один недостоверен (+0,120). У пары Fe—Zn два коэффициента отрицательные, один из которых очень мал (—0,170) и лишь один — высокий (—0,661). В целом же тетраду Ni—Cu—Mo—Zn следует рассматривать как характерный марганцовый парагенез элементов в марганцовых рудах со все убывающей силой корреляции в ряду от Ni к Zn.

Существенно иначе ведет себя Co. Из пяти вычисленных коэффициентов для Mn—Co только два позитивных, притом слабых (+0,354 и 0,349), два — недостоверных. У пары Fe—Co два коэффициента позитивных (+0,32, +0,346), два — негативных (—0,58 и —0,38), один находится в поле недостоверности. Любопытно при этом, что в чиатурских рудах позитивный коэффициент у Mn—Co сочетается с позитивным же у Fe—Co (притом равной величины), в лабинских же рудах позитивный коэффициент Mn—Co, равный +0,349, сочетается с негативным Fe—Co, равным —0,380. Совершенно очевидно, что в данном случае связи кобальта с каждым из основных породообразующих элементов не имеют закономерного характера; они случайны.

Еще более отчетливо то же самое явление имеет место в соотношениях Pb с Mn и Fe, что непосредственно видно из табл. 117. Таким образом, пара Co—Pb образует группу микроэлементов со случайными и незаконными связями с обоими рудообразующими элементами.

Очень характерны связи Cr и V. Из четырех вычисленных коэффициентов для пары Mn—Cr три отрицательных, один недостоверный. Отрицательная связь в двух случаях выражена вполне отчетливо (—0,500 и

и олигоценых рудах

Элементы	Современные океанические	Южно-украинские	Чиатурские	Мангышлакские	Лабинские
Fe — Ni	—0,334	<u>—0,126</u>	<u>+0,130</u>	+0,19	—0,429
Fe — Cu	<u>—0,120</u>	<u>+0,012</u>	+0,27	<u>+0,06</u>	+0,256
Fe — Mo	<u>—0,138</u>	<u>+0,01</u>	—	—	—0,261
Fe — Zn	—0,170	<u>+0,015</u>	—	—	—0,661
Fe — Co	<u>+0,118</u>	+0,346	+0,320	—0,58	—0,380
Fe — Pb	+0,336	<u>—0,068</u>	—	—	—0,483
Fe — Cr	—	+0,548	<u>+0,14</u>	<u>+0,12</u>	+0,529
Fe — V	—	+0,469	<u>+0,150</u>	—0,22	+0,504

ся из-за отсутствия данных; подчеркнуты недостоверные коэффициенты корреляции.

—0,770), в одном — ослабленно (—0,375). Для Fe—Cr из четырех вычисленных коэффициентов два указывают на вполне отчетливую позитивную связь, два находятся у самой границы поля недостоверности, обладая положительным знаком. Для группы Mn—V из четырех коэффициентов один указывает отрицательную связь (—0,663), три находятся в поле недостоверности. У Fe—V из четырех вычисленных коэффициентов три указывают позитивную связь, один — негативную. В целом следует принять, что V и Cr в марганцевых рудах явно тяготеют к железу и образуют «железный парагенез» элементов. Добавим, что связи V—Cr, как правило, также позитивные.

Итак, из десяти микроэлементов, систематически определявшихся в большом количестве проб олигоценых руд и в рудах современных (всего около 400 проб), Ni—Cu—Mo—Zn явно тяготеют к марганцу, «отталкиваясь» от железа, причем сила связи их с марганцем наибольшая у Ni и последовательно убывает к Zn; параллельно с ослаблением связи с марганцем обнаруживаются слабые связи с железом. Группа Co—Pb не имеет отчетливо выраженных и постоянных связей ни с Mn, ни с Fe, проявляя тяготение то к первому элементу, то ко второму; их корреляции имеют случайный, а не закономерный характер. V и Cr коррелируют с Fe. Можно сказать поэтому, что микроэлементы в марганцевых рудах образуют два парагенеза: марганцевый (Ni—Cu—Mo—Zn) и железный (V—Cr), наряду с которыми существует индифферентная, или «блуждающая», группа (Co—Pb), включающаяся то в первый, то во второй парагенез.

Все вышеизложенное ставит два кардинальных вопроса. Что определяет в общем невысокие, а чаще всего низкие коэффициенты корреляции между микроэлементами и рудообразующими элементами, варьирующие в пределах 0,77—0,20? И что определяет тяготение Ni—Cu—Mo—Zn к Mn, V—Cr к Fe, и «блуждание» Co—Pb между первой и второй группами?

Ответ на первый вопрос сейчас более или менее ясен. Невысокие и чаще даже низкие коэффициенты корреляции микроэлементов определяются прежде всего многообразием форм их нахождения в рудах. Выше было уже указано, что таких форм пять, причем три из них — вхождение в состав аутигенных рудных минералов, в состав терригенных и глинистых минералов и в сорбированный комплекс последних — играют наиболее важную роль. Заметим, что соотношение каждого микроэлемента с Mn и Fe внутри

каждой из этих главных групп особое, индивидуальное. На суммарном коэффициенте корреляции все это может отражаться только одним путем: понижая его величины, т. е. ослабляя связи микроэлементов с их «элементами-хозяевами». Так же отрицательно действует и та неравномерность распределения микроэлементов в наддонной и иловой водах, о которой подробно говорилось в главе IV первой части книги. Таким образом, в природных условиях имеется достаточное количество факторов, ослабляюще влияющих на корреляцию микроэлементов с рудообразующими — Mn и Fe. Следует удивляться не тому, что корреляции элементов в марганцевых рудах оказываются обычно слабыми и лишь в ограниченном числе случаев вполне отчетливыми, а тому, что корреляции все же сохранились, хотя и в приглушенном виде. Слишком многообразны формы вхождения элементов в разнообразные твердые фазы, образующие рудный осадок, и слишком сложна и пространственно неоднородна среда наддонной и иловой воды, из которой элементы поступают в твердую фазу!

Что касается тяготения Ni—Cu—Mo—Zn к Mn, V—Cr к Fe и «блуждания» Co—Pb от одного парагенеза элементов к другому, то дать рациональное объяснение этому факту мы пока не можем. Это — задача дальнейших исследований геохимии не только марганцевых руд, но и гумидной рудной триады в целом. Здесь необходимо накопление гораздо большего количества данных по присущим им микроэлементам, чем те, какими мы располагаем сейчас. Необходима также работа по сепарации разных аутигенных минералов, входящих в руду, и определение микроэлементов в сепарированных пробах.

В заключение сопоставим корреляцию между Mn—Fe в самих рудах и во вмещающих породах (табл. 118).

Таблица 118

Коэффициенты корреляции Mn—Fe в марганцевых рудах и во вмещающих и замещающих породах

В рудах		В породах		Тип толщ
Месторождения	Коэффициент корреляции	Площади вмещающих и замещающих пород	Коэффициент корреляции	
Южно-Украинские Чиатурское	—0,467	Южно-Украинские	+0,12	Олигомиктовая Полимиктовая
	—0,22	Чиатуры	+0,08	
		Колоси-Блаше и другие мелкие	+0,01	
		Северные и южные проливы	+0,16	
Мангышлакское	—0,28	Мангышлакское и прилегающие участки	+0,35	Мезомиктовая
Лабинское	—0,672	Лабинские вмещающие породы	+0,347	Олигомиктовая
	(—0,731)		Предкавказье	

Как видим, в то время как для руд характерна выдержанная отрицательная связь Mn—Fe, иногда выраженная очень ярко, иногда ослабленно, для вмещающих пород — связь положительная, но тоже колеблющаяся от достаточно хорошо выраженной (в Лабинском и Мангышлакском месторождениях) до слабой, еле намеченной (Чиатурское и Южно-Украинские месторождения). Констатируя это в качестве эмпирически установленного факта, мы не можем пока дать ему достаточного истолкования. Можно сказать только, что как в современных океанических стяжениях, так и в олигоценовых рудах, прошедших через стадию диагенеза (и частич-

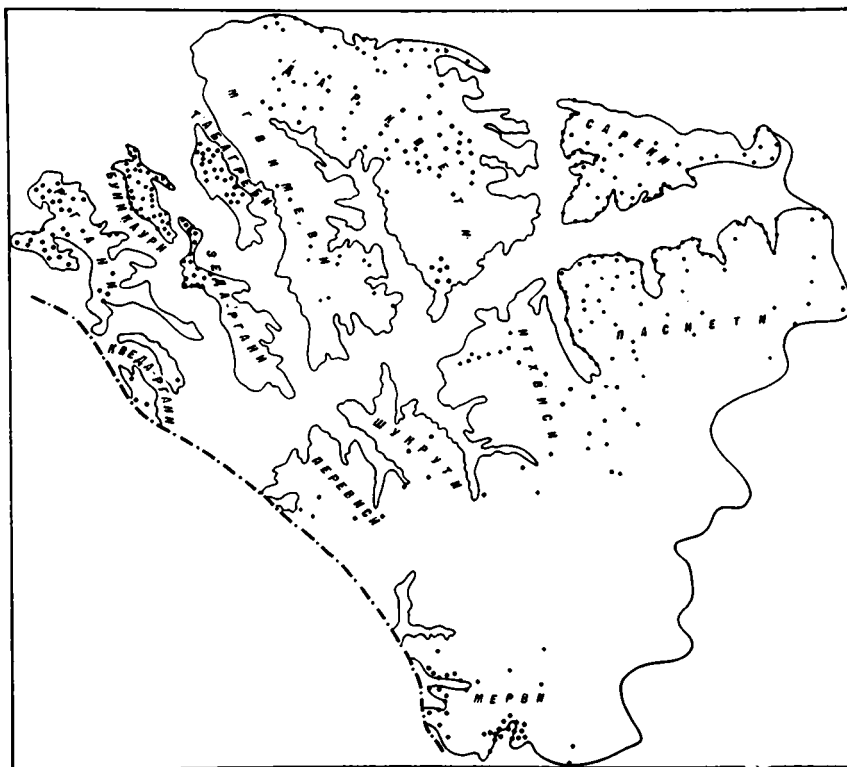
но гипергенных изменений), марганец и железо стремятся обособиться, давая каждый внутри стяжений самостоятельные минералы и захватывая при этом свой круг сопровождающих микроэлементов.

5. К вопросу о распределении микроэлементов на площади марганцовых месторождений

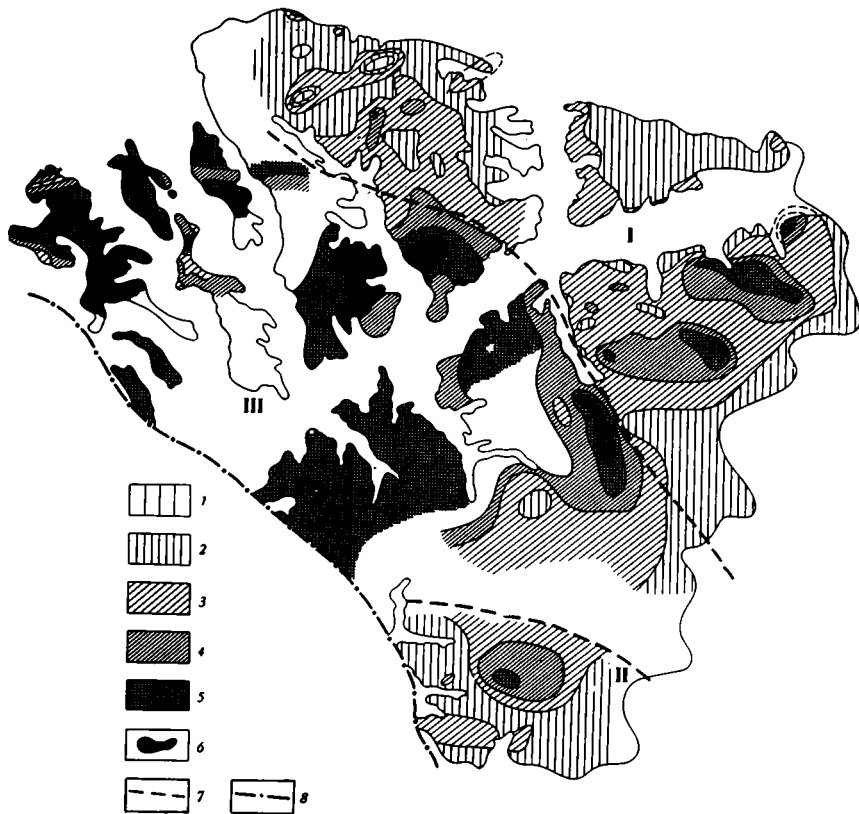
При анализе корреляций микроэлементов в современных океанических конкрециях было показано, что положительной корреляции двух элементов отвечает сходное распределение их на площади океана, отрицательной — противоположное распределение на площади, по принципу: негатив — позитив. Поскольку Mn—Ni и Mn—Co в чиатурских рудах показали позитивную, а у никеля довольно значительную корреляцию, было интересно проверить: отражается ли в данном случае эта связь в площадном распределении и насколько сильно? Тем более, что аналитический материал имеется, если и не по всей площади месторождения, то по ее значительной части.

При построении карты были использованы средневзвешенные содержания элементов по многим точкам разреза рудного горизонта. Кроме определений, выполненных чиатурскими разведочными партиями, для 21 точки анализа на Mn, Ni, Co сделаны в лаборатории Геологического института АН СССР. Распределение всех точек на площади показано на фиг. 152.

На карте распределения Ni (фиг. 153) выделяются три поля. Самое рупное — восточное; оно характеризуется преимущественно развитием изких с одержаний никеля: от 100 до $300 \times 10^{-4} \%$; только на юго-восточном



Фиг. 152. Распределение разрезов на площади Чиатурского месторождения, в которых определялись средневзвешенные содержания Ni и Co (составил Л. Е. Штеренберг)



Фиг. 153. Распределение Ni (в $10^{-4}\%$) на площади Чиатурского месторождения (составил Л. Е. Штеренберг)

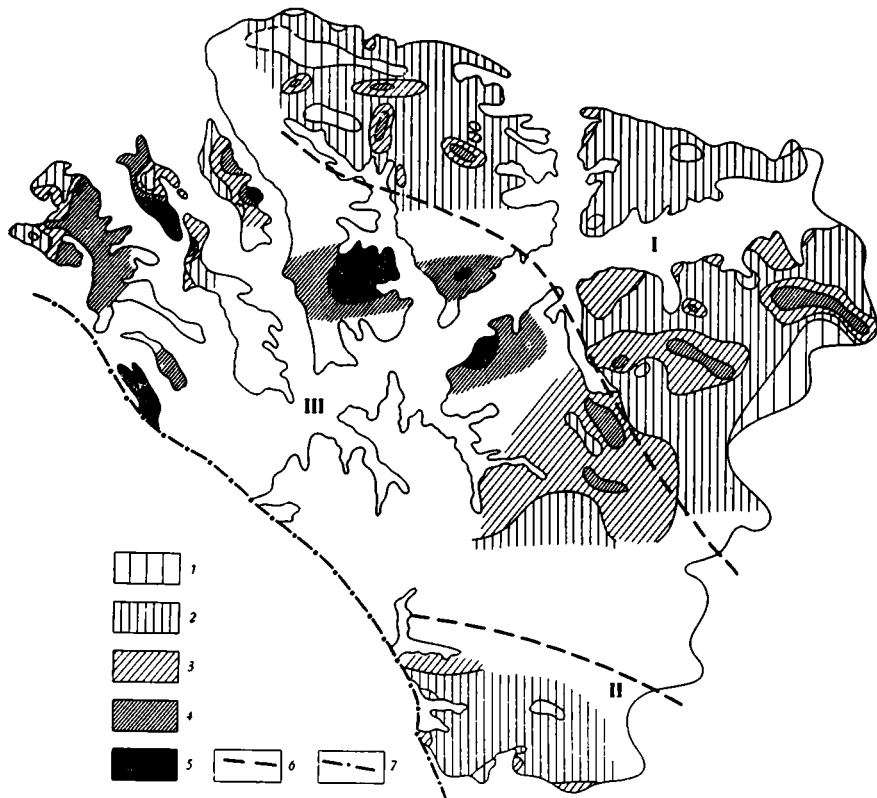
1 — до 100; 2 — 100—200; 3 — 200—300; 4 — 300—400; 5 — 400—600; 6 — > 600 ;
7 — граница между полями разных концентраций Ni в рудах; 8 — разлом
I, II, III — основные поля месторождения

конце поля отмечаются два пятна содержания $300-400 \times 10^{-4} \%$, а среди них небольшие участки содержания $400-600 \times 10^{-4} \%$. Второе поле локализуется у самого южного края месторождения и отличается совсем низкими концентрациями никеля: < 100 и $100-200 \times 10^{-4} \%$.

Третье поле занимает западную часть площади. Содержания Ni здесь явно и значительно растут. Градация $200-300 \times 10^{-4} \%$ занимает ничтожные участки. Подавляющая часть площади характеризуется содержанием $400-600 \times 10^{-4} \%$, кроме того, широко развита градация $> 600 \times 10^{-4} \%$.

В целом содержание никеля на западной площади, где сильно развиты окисные руды, резко повышено по сравнению с восточной площадью, где преобладают, а на ряде мест имеют исключительное развитие карбонатные руды.

Аналогичные соотношения выступают и на карте распределения кобальта (фиг. 154). Легко выделяются те же три основных поля — восточное, западное, южное, причем западное поле явно обогащено кобальтом сравнительно с восточным. Иными словами, картографически между Co и Ni вскрывается отчетливое сходство, отвечающее их значительному положительному коэффициенту корреляции. Но при сравнении в деталях распределения Ni и Co внутри указанных трех основных полей (I, II, III) обнаруживается много расхождений. Каждый из сопоставляемых элементов внутри основных, общих по конфигурации, полей ведет себя достаточно самостоятельно. Стало быть, картографическая корреляция между Ni и Co имеет только общий характер и проступает лишь в главных чертах.



Фиг. 154. Распределение Co (в $10^{-4}\%$) на площади Чиатурского месторождения (составил Л. Е. Штеренберг)

1 — до 10; 2 — 10—20; 3 — 20—30; 4 — 30—50; 5 — свыше 50; 6 — граница между полями разных концентраций Co в рудах; 7 — разлом

I, II, III — основные поля месторождения

В целях более конкретной площадной корреляции Ni и Co с Mn была построена карта распределения средневзвешенных содержаний последнего (фиг. 155) по тем же разрезам, какие были использованы при составлении карт размещения Ni и Co . Из сопоставления фигур 155 и 153—154 явствует, что в обоих случаях основные поля (I—II—III) локализованы на площади месторождения одинаково. Но детали локализации разных градаций Mn , Ni и Co заметно различны в каждом из основных полей. Таким образом, и в данном случае пространственная корреляция между $\text{Mn} < \frac{\text{Co}}{\text{Ni}}$ имеет общий характер, различаясь в деталях. Это и естественно, ибо коэффициенты корреляции обеих пар элементов несущественно различаются между собой. Важно отметить все же, что наличие (или отсутствие) корреляции элементов, рассчитанное методами вариационной статистики, не только предопределяет существование (или отсутствие) их картографической корреляции, но и силу последней — в общих чертах или деталях.

6. О региональных различиях в накоплении микроэлементов в разных олигоценовых месторождениях

Четыре олигоценовых месторождения марганца локализованы в разных частях огромного олигоценового бассейна юга СССР и возникли не одновременно. Судя по геологическим картам, петрографический состав водосборных площадей, питавших рудную седиментацию, был неодинаков. Все это заставляет предполагать, что и в спектре микроэлементов руд

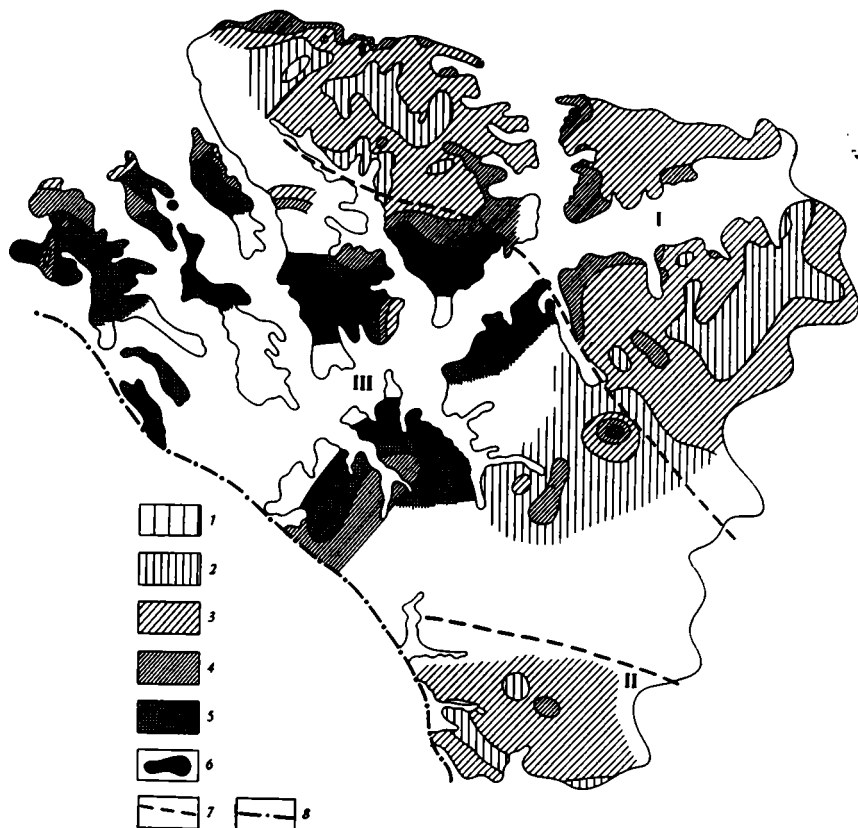


Рис. 155. Распределение Mn (в %) на площади Чиатурского месторождения по средневзвешенным содержаниям его в тех же точках, в каких определялись Ni и Co (составил Л. Е. Штеренберг)

1 — до 10; 2 — 10—15; 3 — 15—20; 4—20—25; 5—25—30; 6 — > 30; 7 — граница между полями разных концентраций Mn в рудах; 8 — разлом

I, II, III — основные поля месторождения

разных месторождений должны проступать, помимо черт сходства, признаки регионального различия. В чем заключаются они и сколь сильно выражены?

Просматривая под этим углом зрения всю сумму аналитических данных, приведенных в этой и предыдущих главах, приходится признать, что сходства руд разных месторождений гораздо сильнее различий. Не только набор микроэлементов одинаков, но и их средние содержания сопоставимы. Только одно — Чиатурское — месторождение отчетливо выделяется среди других повышенным содержанием в рудах V, Ni, Cu, Mo; при этом и рудовмещающие породы отличаются богатством Ni и V. Таким образом, мы сталкиваемся здесь с несомненным общим региональным отличием осадконакопления данного участка от всех других. Три остальных месторождения очень близки по содержаниям изученных микроэлементов, но резко отличаются по поведению главного рудного элемента — марганца. В Южно-Украинских месторождениях его средневзвешенное содержание составляет: в Западном — 22,5%, в Грушевско-Басанском — 22,45%, в Больше-Токмакском — 18,53%, тогда как в Чиатурском оно определяется в 26,5%; в Мангышлакском — 2,63%. Эти резкие колебания основного рудообразователя, как видим, довольно слабо отражаются в концентрациях роя сопровождающих его микроэлементов, которые по существу реагируют не на изменения массы рудообразователя, а на какие-то нам ближе пока не известные изменения состава водосборов.

III. О РОЛИ РАЗНЫХ СТАДИЙ ЛИТОГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ ОЛИГОЦЕНОВЫХ РУД

Анализируя в предыдущем изложении разные стороны состава и строения олигоценовых руд юга СССР, мы пытались одновременно выяснить ту стадию или стадии, на которых возник тот или иной признак в том или ином месторождении. Подведем краткий итог этим наблюдениям.

Стадия седиментогенеза характеризовалась поступлением на площадь каждого месторождения больших или меньших абсолютных масс марганца вместе с сопровождавшим его обломочным материалом. При этом марганец выделялся из раствора и поступал на дно в виде полиперманганитов. От этой седиментационной стадии, несмотря на последующие изменения осадка в диагенезе и эпигенезе, все же сохранились две характерные черты: более раннее и близкое к берегу осаждение рудного компонента сравнительно с сопровождавшим его терригенным материалом и последовательный ход изменений интенсивности рудного процесса — слабого вначале, быстро усилившегося затем и вновь ослабшего в конце рудонакопления. Эти особенности седиментационной стадии рудообразования были раскрыты при сопоставлении карт суммарных мощностей рудных линз (или слоев), абсолютных масс и процентных содержаний марганца на вертикальном разрезе через месторождения. Все другие особенности первичного осадка — его минералогический состав, гомогенность, строение рудного горизонта — были бесследно утрачены в последующей истории месторождения.

Минералогический состав руд претерпел значительную эволюцию. Наиболее значительные его преобразования произошли в ходе диагенеза. Их результаты изображены на фиг. 115. Только в Чиатурском месторождении по завершении диагенеза широко сохранилась окисная фация в виде диагенетического манганита в зоне ближнего выклинивания и в средней части месторождения; далее, в сторону открытого моря, она сменялась Са-родохрозитовой. В Западном и Грушевско-Басанском месторождениях манганитовая фация была представлена слабо и очень слабо, в виде прослоев и вкраплений среди Са-родохрозитовой руды. Решающая по массе часть руды стала карбонатной. Больше-Токмакское месторождение по завершении диагенеза стало чисто карбонатным — Са-родохрозитовым. На дальнем выклинивании руды, там, где собственно рудный пласт уже исчезал, распадаясь на серию более редких и разрозненных стяжений, кальциевый родохрозит в стяжениях сменялся олигонитом, а дальше, где рудонакопление замирало, олигонитовые стяжения заменялись сидеритовыми с большей или меньшей примесью $MnCO_3$.

В ходе диагенеза были созданы также современное строение рудных горизонтов и текстура руд. В Южно-Украинских месторождениях, где вынос марганца с суши в море был наиболее интенсивен, в седиментогенезе сформировался монолитный рудный пласт с высоким содержанием марганца. В этих условиях диагенетическое перераспределение рудного компонента было незначительным по силе и создало лишь вкрапленную текстуру руды, а также вызвало некоторое обогащение марганцем одних участков пласта относительно других. Иначе говоря, произошло нерезко выраженное расчленение пласта на ограниченные по размерам линзы, слабо отличающиеся друг от друга. Эта диагенетическая разлинзованность первичного рудного слоя, однако, не уничтожила его первоначальной монолитности. Единый рудный пласт остался, только приобрел усложненное внутреннее строение.

В Чиатурах, где первичная обогащенность рудного осадка была значительно (почти вдвое) меньшей, чем в Южно-Украинском бассейне, а мощность — значительно большей (см. главу III), диагенетическое перераспределение марганцовых соединений обусловило не только вкрапленную

текстуру руд, но и одновременно стягивание марганца в крупные линзы со сложным их сочленением друг с другом, что сопровождалось уходом Mn из разделяющих эти линзы участков и превращением последних в пустые породы. Причиной такого хода перераспределения была не только большая бедность первичного осадка марганцем, но и некоторая, хотя бы и слабая, первичная седиментационная неоднородность содержания марганца в осадке. Первично несколько обогащенные марганцем участки пласта стали центрами притяжения марганцевых соединений, которые ушли из более бедных марганцем участков и сосредоточились в более богатых. Иначе говоря, здесь имела место своего рода собирательная кристаллизация рудного компонента, проявившаяся в макроформах. В результате возникло современное сложнолинзовидное и линзовидно-петельчатое строение рудного горизонта Чиатур с плоскими пластообразными линзами и петлями пустых пород между линзами. Еще резче проявились те же процессы диагенетического перераспределения марганцевых соединений в Мангышлакском месторождении, которое в седиментогенезе отличалось лишь весьма слабым накоплением марганца.

Что касается Лабинского месторождения, то оно целиком сформировалось в диагенезе за счет диффузионного подтока вещества из тонкозернистых пород авандельты в более грубозернистые осадки подводной дельты. Этот подток непрерывно поддерживался отдавливанием иловых вод из тонкозернистых осадков в более грубозернистые. При этом возникла своеобразная, нигде в таком виде не наблюдаемая минералогическая зональность карбонатных руд и создано очень сложное строение мощного рудного горизонта, состоящего из множества мелких рудных линз, образванных, в свою очередь, из мелких своеобразных стяжений и участков цементации осадка.

Стадия гипергенеза в жизни олигоценых руд проявилась своеобразно. Ни в одном месторождении она не нарушила ни строения рудного горизонта в целом, ни даже в заметной степени текстурных типов руд. В гипергенезе произошли только минералогические преобразования минералов, созданных в диагенезе: карбонаты марганца и манганит заменились парагенезом пиролюзита — псиломеланов — вернадита. При этом сила воздействия гипергенных процессов в разных месторождениях оказалась резко неодинаковой.

Наименее затронуто гипергенезом Лабинское месторождение, что и естественно, так как здесь выветривание целиком латерального типа. Сильнее проявился гипергенез в Чиатурах, ибо это месторождение сильнее расчленено и латеральный тип гипергенеза в нем сочетается со слабо выраженным площадным. Все же черты диагенетической минералогической зональности месторождения в центральных частях крупных нагорий, куда гипергенные изменения пока не проникли, еще сохранились, что и помогло выявить характер и объем диагенетической переработки первичного рудного осадка. Очень слабо затронуто гипергенезом и Больше-Токмакское месторождение, у которого только в северо-восточном углу на небольшой площади карбонатные руды превращены в псиломелан-пиролюзит-вернадитовые. Наибольшей же силы достигли гипергенные преобразования рудного пласта на Грушевско-Басанской и Западной рудных площадях. Благодаря равнинности региона выветривание руд здесь происходило по площадному типу (делювиальный плоскостной смыв кровли и проникновение через нее кислорода в рудный пласт) и на больших участках превратило карбонатные руды в псиломелан-пиролюзит-вернадитовые. При этом сформировалась характерная для южноукраинских руд аутигенно-минералогическая зональность рудного пласта, практически нацело заменившая зональность, возникшую в диагенезе. От последней уцелели лишь ничтожные и не всегда достаточно установленные реликты. Еще резче сказалось гипергенное изменение руды в Мангышлакском

месторождении, где диагенетические руды сохранились лишь небольшими участками.

Эти длительно протекавшие химико-минералогические преобразования рудного тела захватывали, конечно, не только главные рудные элементы — Mn и Fe, но и микроэлементы. Последние также перераспределялись и притом неоднократно. Итогом этих перераспределений и явились те своеобразные парагенезы микроэлементов с марганцем и железом, а также неодинаковые концентрации их в окисных и карбонатных рудах, в цементе и выделениях, которые были кратко рассмотрены выше.

IV. ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОЛИГОЦЕНОВЫХ РУД СРАВНИТЕЛЬНО С СОВРЕМЕННЫМИ

Сопоставим теперь по геохимическому облику олигоценовые руды с современными накоплениями марганца.

Для двух главных компонентов — Mn и Fe это отражено на фиг. 74. Как видим, окисные олигоценовые руды — как преимущественно гипергенные (южноукраинские), так и преимущественно первичные (чаатурские) — существенно богаче марганцем, чем современные озерные, морские и даже океанические руды. Но в олигоценовых карбонатных рудах средние содержания марганца варьируют в общем в тех же пределах, что и в современных озерных, морских и океанических рудах; различия не существенны.

Кардинальная разница обнаруживается, однако, в содержаниях второго компонента — железа.

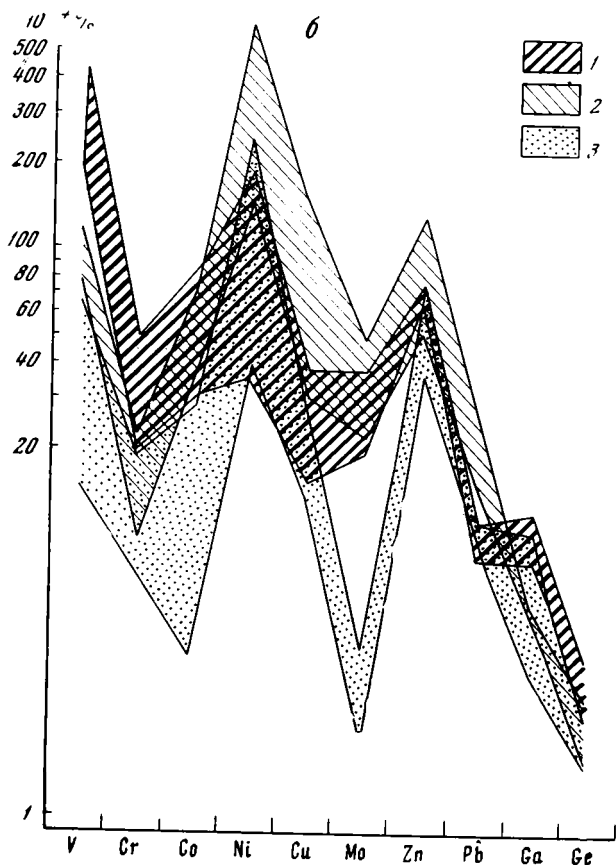
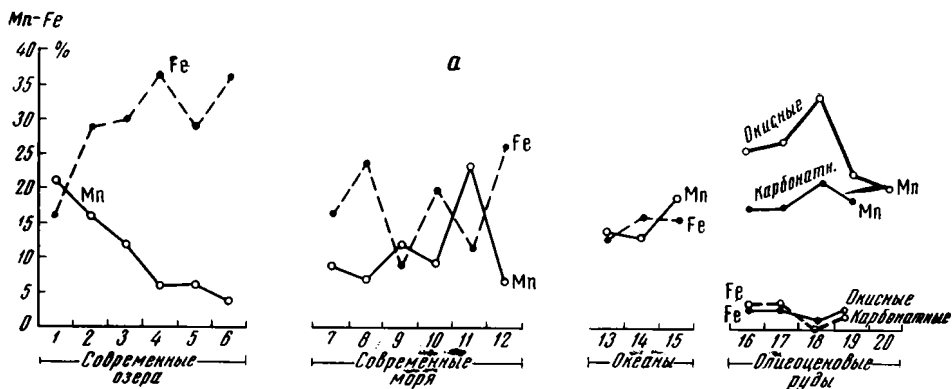
Современные марганцовые накопления — это биметаллические руды. В них всегда много железа, которое часто резко преобладает над марганцем. Их марганцовый модуль поэтому варьирует от 0,1—0,2 до 2—3, обычно находясь где-то вблизи единицы (см. фиг. 74). В олигоценовых рудах, если даже брать небогатенные, марганцовый модуль варьирует от 5,4 до 10,2 (табл. 119). В мытых рудах, куда попадают кусковые, конкреционные и оолито-пизолитовые разности, отмытые от рыхлого цемента, марганцовый модуль колеблется от 8—10 до 15—30. В индивидуальных же пробах стяжений, анализы которых только и можно сравнить с анализами современных марганцовых руд, содержание марганца достигает 45—55%, при содержании железа обычно порядка 1% и ниже; следовательно, марганцовый модуль достигает 22—77. Поэтому можно сказать, что по сравнению с современными марганцовыми накоплениями олигоценовые руды могут быть названы монометаллическими. В них марганец отделен от железа гораздо резче, до степеней, недостижимых для современного марганцеворудного процесса. Эта монометаллическость олигоценовых руд является одним из самых важных и характерных их отличий от современных марганцовых накоплений, которые, к сожалению, до сих пор не привлекали должного внимания исследователей, вероятно, потому, что изучение современного процесса геологами-рудниками вообще игнорировалось.

Подчеркивая большую отдифференцированность марганца от железа в олигоценовых рудах, необходимо иметь в виду, однако, что она создавалась длинным и сложным путем. Несомненно, что начало отделению было положено уже при выветривании пород на водосборах в седиментогенезе. В диагенезе, как показывают марганцовые модули небогатенной карбонатной руды и индивидуальных стяжений, в ней находящейся, обогащение стяжений марганцем продолжалось. Сравнение же марганцовых модулей окисной и карбонатной руд показывает, что при гипергенном выветривании карбонатных руд они дополнительно обогащались марганцем. Так, начиная от седиментогенеза, все последовательные этапы геологической истории олигоценовых руд воздействовали на них в одном и том же направлении, создавая тела со все более высоким марганцовым модулем.

Характеристика руды Грушевско-Басанской площади

Типы руды	Mn	Fe	P	Mn : Fe	Выход концентрата при мытье, %
	%				
Необогащенная руда:					
окисная, 22 пробы в разных точках залежи	27,13	2,67	0,28	10,2	
карбонатная, по 9 пробам	17,47	3,23	0,16	5,4	
Среднее содержание по пласту в кондиционной части его (окисные руды)	29,03	—	0,22	—	
шахты:					
1	27,99	—	—	—	
2	28,17	—	—	—	
5	25,85	—	—	—	
6	26,96	—	—	—	
Среднее содержание в карбонатной руде	15,3	—	0,194	—	
Обогащенная (мытая):					
окисная	40,99	1,30	0,22	31,5	Удалены частицы <1 мм 53,5 58,7
карбонатная	25,01	2,05	0,15	12,2	
смешанная	27,68	1,11	0,12	24,9	
Индивидуальные пробы руд разных текстурных типов:					
сплошная псиломелановая, скв. 12, обр. 7226	41,88	1,90	0,13	22,0	
кусовая псиломелановая, скв. 32, обр. 7216	34,78	1,18	0,08	29,3	
пизолитовая манганитовая, скв. 126, обр. 7219	46,28	0,88	0,11	57,2	
конкреционная «присуха», скв. 883, обр. 7239	36,99	0,52	0,35	71,1	
манганитовая конкреционная, скв. 1645, обр. 3925	54,68	1,12	0,15	48,8	
карбонатная	28,82	1,35	0,11	21,3	

Другое кардинальное отличие заключается в минералогической форме нахождения марганца в современных и олигоценых рудах. Современные руды всех фациальных типов, как было показано в первой части этой книги, сложены практически нацело первичным псиломеланом, с которым ассоциируют очень редко встречающийся и количественно ничтожно представленный диагенетический манганит и несколько более развитый родохрозит; пиролюзита в них нет. Олигоценые руды первоначально состояли в главной массе своей из диагенетического кальциевого родохрозита с очень небольшой дозой также диагенетического манганита, на базе которых в зоне гипергенного выветривания мощно развивались вторичный псиломелан и пиролюзит; наличие последнего особенно характерно. В этом различии форм нахождения порообразующего элемента в современных и олигоценых морских рудах сказывается как неодинаковая длительность формирования сопоставляемых рудных накоплений, так и разные условия, через которые проходил рудный осадок. Все современные



Фиг. 156. Сравнения содержаний Fe, Mn и малых элементов в современных и олигоценых рудах

а — для Fe и Mn; б — для малых элементов; 1 — окисные железо-марганцевые стяжения в современных морях; 2 — окисные олигоценые руды; 3 — карбонатные олигоценые руды

железо-марганцевые стяжения в морях и океанах находятся в окислительной среде, которая для морской группы стяжений, видимо, недолговечна, для океанских же длительно устойчива даже в масштабах геологического времени. Олигоценые руды полностью прошли стадию диагенетических преобразований рудного компонента. Полиперманганитовый осадок превратился в большинстве случаев в Са-родохрозитовый, чистый или с примесью диагенетического манганита. На стадии же вскрытия месторождения и его гипергенных изменений, начавшейся еще в миоцене и продолжающейся донныне, эти диагенетические минералы во все большей степени замещаются пиролюзит-псиломелан-вернадитовым парагенезом.

Очень интересные результаты дает сравнение содержаний малых элементов в современных и олигоценовых рудах. Для наглядности оно дано графически (фиг. 156). В качестве фона на диаграмме показано поле содержаний микроэлементов в современных морских накоплениях марганца. Как видим, количества микроэлементов в олигоценовых рудах в общем отвечают их содержаниям в современных стяжениях. При этом концентрации их в карбонатных рудах тяготеют к нижней части поля современных руд, несколько выходя из него в сторону уменьшения, тогда как содержания микроэлементов в окисных рудах несколько выходят в сторону больших величин сравнительно с современными морскими конкрециями.

Таким образом, геохимическую специфику олигоценовых руд, взятых вне их гипергенных изменений, составляет сочетание ясно выраженной монометалличности с большой редуцированностью марганца до Mn^{2+} и с несколько меньшей обогащенностью микроэлементами, чем в современных морских стяжениях, не говоря уже об океанических.

Большой интерес представляет сопоставление коэффициентов корреляции в современных и в олигоценовых рудах.

К сожалению, набор коррелируемых элементов в современных отложениях несколько отличается от набора в олигоценовых породах, но все же имеется достаточное количество общих пар, чтобы произвести сравнение. Приходится признать, что и здесь имеется гораздо больше общих черт, чем различий. Основное из общих — это разный знак корреляции между Fe и Mn в рудах и во вмещающих породах. Эта закономерность имеет гораздо более общее значение, чем это отражено в табл. 118, ибо если не количественно, то в виде диаграмм она хорошо выступает в марганцеворудном озере Пуннус-Ярви (см. фиг. 11) и в железо-марганцевых стяжениях Черного моря, менее ярко — в конкрециях Рижского залива. Геохимический смысл этой закономерности очевиден: при перераспределении Fe и Mn в диагенезе илов и возникновении стяжений эти элементы, дифференцируясь от вмещающего осадка, формируют внутри стяжений самостоятельные, обособленные минералы. При этом у каждого из них существуют спутники — микроэлементы, одинаковые как в современных, так и в древних отложениях. У марганца это — Ni, Cu, Mo, Zn; у железа — V, Cr, Pb.

Работа по выявлению корреляций между главными рудообразующими элементами марганцевых руд и их микроэлементами, проведенная на современных и древних марганцевых рудах, является первой пробой исследований в этом направлении. Конечно, она несовершенна и будет в дальнейшем откорректирована на большем и более целенаправленно подобранном материале. Полезная роль ее, однако, несомненна, так как она ставит вопрос о парагенезах элементов, свойственных осадочным рудным накоплениям вообще.

Совершенно очевидно, что подобного рода работа должна быть проведена и с другими членами гумидной рудной триады. И тогда в «облаке» микроэлементов, встречающихся в бокситах, железных и марганцевых рудах, удастся распознать действительные парагенезы микроэлементов с Al, Fe и Mn и отличить их от роя индифферентных спутников. Тем самым познание геохимического облика руд и механизма их формирования станет гораздо более глубоким, чем в настоящее время.

V. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ ОЛИГОЦЕНОВЫХ РУД СРЕДИ МАРГАНЦОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР

Выяснение вещественного состава олигоценовых руд сейчас же ставит вопрос: свойствен ли такой состав только олигоценовым накоплениям или же он встречается еще и в других древних марганцевых рудах?

Литературные данные показывают, что полного повторения геохимических черт олигоценовых руд ни в одном древнем марганцеворудном месторождении нет. Однако в качестве геохимических аналогов олигоценовых руд можно указать палеоценовые марганцевые руды восточного склона Урала и пермские улутелякские руды на его западном склоне.

Как известно, палеоценовые руды залегают узкой полосой меридионального простирания длиной около 200 км. В пределах ее намечается около 30 месторождений и рудопроявлений, неравномерно распределенных вдоль рудной зоны. Длина месторождений варьирует от 5,4 до 12,2 км, ширина от 0,6 до 6,4 км. Таким образом, все месторождения (кроме Колинского) представляют собой узкие линзы, и только Колинское имеет приблизительно изометрические очертания. Для всех месторождений характерна меридиональная их вытянутость, совпадающая с общим простиранием рудной зоны. Расстояния между отдельными месторождениями колеблются от 6—8 до 30—35 км, т. е. внутри рудной зоны безрудные участки резко преобладают над рудными. В целом рудный процесс внутри рудоносной полосы как бы рассредоточен, распределяясь среди значительного числа редко расположенных очагов.

Руды залегают в основании палеоценовых отложений и подчинены диатомитам и опоковидным глинам, которые на восток, к центру бассейна сменяются собственно глинистыми осадками.

А. Г. Бетехтиным (1944 а, б) было установлено, что среди североуральских руд встречаются два типа: окисные и карбонатные. Первые развиты главным образом в Юркинском месторождении (Полуночный участок), вторые — на всех остальных и количественно резко преобладают. А. Г. Бетехтин считал окисные руды первичными, седиментационными. Однако широкое распространение в них пиролюзита, а также приуроченность ко вскрытым частям месторождений делают несомненным их гипергенное возникновение за счет окисления карбонатных руд.

Минералогически руды сложены кальциевым родохрозитом (несколько железистым) и манганокальцитом.

Из цифр табл. 120 явствует, что средневзвешенные содержания железа в рудах повышены против «олигоценовой нормы», но в целом они все же ниже, чем в современных накоплениях марганца, а марганцевый модуль соответственно выше. В отдельных же случаях железа совсем мало, а марганцевый модуль очень высокий (в Юркинском и Ивдельском месторождениях). Поэтому нам кажется возможным отнести восточноуральские руды к олигоценовому типу, но помещать их следует, так сказать, на самом фланге этого типа, на переходе к обычным биметаллическим марганцово-железным рудам.

В табл. 121 воспроизведены средние содержания малых элементов в рудах и во вмещающих породах, а также рассчитанные по этим данным коэффициенты концентрации.

Бросается в глаза отсутствие в рудах ванадия, при значительных содержаниях его во вмещающих глинах. Поскольку в рудах всегда присутствует терригенный материал, а в последнем содержания ванадия значительны, необнаружение ванадия в рудах представляет собой, несомненно, ошибку. Ванadium в рудах присутствует, хотя, возможно, и в малых количествах. Это тем более верно, что в ряде проб в рудах оказались неожиданно высокие содержания ванадия. Вторым существенным обстоятельством является повышенное содержание хрома в рудах Марсятского и Красноярского месторождений; оно встречается и в некоторых образцах месторождения Колинского. В общем можно, по-видимому, принять, что если в олигоценовых месторождениях ванадий всегда резко (почти на порядок) преобладает над хромом, то в североуральских, напротив, хром превалирует над ванадием. В триаде Ni—Co—Cu наблюдается то же, что в олигоценовых рудах: никель преобладает над своими соседями. Но содержания

Средневзвешенный состав марганцовых руд Северо-Уральских месторождений и Улу-Теляка

Месторождение и тип руды	Mn	Fe	P	Mn:Fe	Литературный источник
	%				
Средневзвешенный состав руд					
Юркинское	13,07	3,6	0,22	3,63	Л. Е. Штеренберг (1963)
Екатерининское	17,07	7,26	0,30	2,35	Он же
Глухаренское	19,30	7,86	0,33	2,45	»
Марсятское	10,67	9,60	0,37	1,11	»
Колинское	22,15	8,16	2,22	2,70	
Полуночное:					А. Г. Бетехтин (1944а)
окисная руда (средний состав)	32,17	4,16	0,6	7,7	
карбонатная руда (средний состав)	20,7	3,6	0,19	6,0	
окисленная руда	27,48	4,70	0,17	5,8	
Состав отдельных типов руд					
Колинское:					Л. Е. Штеренберг (1963)
конкреционные руды	24,79	2,31	—	10,7	
то же	23,43	4,11	—	5,7	
сплошные руды	14,56	12,28	—	1,18	
то же	18,02	5,45	—	3,3	
»	23,80	11,29	—	2,1	
Юркинское:					Он же
конкреционные руды	23,58	1,69	—	14,0	
то же	24,64	0,55	—	44,8	
»	24,67	0,95	—	25,7	
»	22,63	0,40	—	56,6	
»	24,80	0,80	—	31,0	
сплошные руды	24,98	0,39	—	83,3	
то же	24,29	0,70	—	34,7	
»	21,80	0,50	—	43,6	
Ивдельское:					»
конкреционные руды	13,98	3,32	—	4,2	
сплошные руды	22,94	0,41	—	56,0	
то же	25,29	0,50	—	50,6	
Марсятское:					»
сплошные руды	24,65	5,20	—	4,74	
то же	20,69	6,53	—	3,2	

кобальта в восточноуральских рудах выше, чем в олигоценовых, а содержание никеля и особенно меди гораздо ниже. Соответственно коэффициенты концентрации кобальта в рудах всегда выше единицы, тогда как у никеля — всего в двух месторождениях, а у меди — только в одном. Все это придает восточноуральским рудам черты индивидуальности сравнительно с рудами олигоценовыми.

Анализируя эти отличительные черты восточноуральских накоплений, нельзя не признать, что они складываются в весьма закономерную картину. Эти руды богаче олигоценовых железом, хромом, кобальтом, беднее ванадием, медью, никелем. Характер отличий позволяет думать, что причиной их был иной петрографический состав водосборных площадей, пи-

Содержание мадых элементов в восточноуральских рудах и вмещающих их породах (в 10^{-4} % на лишнее SiO_2 аутиг, вещество)
(по Л. Е. Штеренбергу, 1963)

Месторождение	V	Cr	Co	Ni	Cu
Юркинское:					
Руды	0	14	30	110	7
Глины	200	32	16	88	19
коэффициент концентрации . . .	0	0,44	2	1,2	0,4
Ивдельское:					
Руды	0	15	52	154	14
Глины	207	69	8	52	7
коэффициент концентрации . . .	0	0,22	6,5	3,0	2
Колинское:					
Руды	0	27	15	55	5
Глины	192	92	14	95	11
коэффициент концентрации . . .	0	0,3	1,1	0,5	0,5
Марсятское и Красноярское:					
Руды	0	75	55	68	6
Глины	192	98	14	95	11
коэффициент концентрации . . .	0	0,75	3,0	0,7	0,7

тавших рудообразующий бассейн осадочным материалом. В частности, на Урале на водосборах в это время, по-видимому, обнажилось и выветрилось некоторое количество массивов ультраосновных пород, богатых Cr, Fe, Ni и Co. Наличие таких массивов установлено на юге рудной полосы, в непосредственном соседстве с Марсятским и Колинским месторождениями.

Значительно скуднее наши знания по геохимии Улутелякского месторождения.

Рудоносные осадки, по А. Г. Бетехтину (1946), по возрасту относятся к верхней перми (уфимскому ярусу). Они залегают в виде сравнительно маломощной пачки на не совсем ровной, размытой поверхности артинских известняков и кунгурских гипсоносных отложений, отделяясь от них иногда прослоем песков или глин.

Рудоносные слои представлены главным образом пелитоморфными известняками, содержащими скудные остатки примитивных фораминифер и полупресноводных гаюидных рыб. Кластический материал в известняках практически отсутствует. По-видимому, осадкообразование происходило в условиях опресненного бассейна, в который почти не поступало обломочного материала, а шла хемогенная садка CaCO_3 и марганца.

Мощность рудоносного горизонта зависит от последующего размыва и колеблется от нескольких сантиметров до 11 м (в среднем 4—5 м).

В разрезе рудоносной толщи различаются снизу вверх три зоны. Нижнюю зону образуют марганцовистые известняки, мощностью 2—3 м. Их слоистость обусловлена чередованием тонких (до нескольких миллиметров) прослоек белого или сероватого известняка с рудными прослойками, интенсивно окрашенными в красновато-коричневый или шоколадно-бурый цвет. Границы слоев четкие. Над марганцовистыми известняками располагается зона переходных руд, отличающаяся от них более мощными (до 0,5 м) слоями известняка и окисленных руд. Мощность переходной зоны достигает нескольких метров. Разрез венчается зоной рыхлых легких руд шоколадно-бурого или красно-коричневого цвета. Эти руды образова-

лись в результате полного окисления первичных карбонатных руд марганца. В них, в отличие от остальных типов руд, содержатся значительные количества кремнезема, который присутствует в виде чрезвычайно тонкоочаеистого каркаса в рыхлой рудной массе, остающегося после осторожного растворения в соляной кислоте рудных кусков. Общая мощность зоны рыхлых руд около 2 м.

Химический состав руд показан в табл. 122.

Т а б л и ц а 122

Химический состав улутелякских руд

Тип руды	Mn	Fe	P	Mn: Fe	Примечание
	%				
Марганцовый известняк . . .	7,91	1,61	0,05	4,9	Средневзвешенные, (по А. Г. Бетехтину, 1946)
Переходные руды	9,20	1,98	0,05	4,7	
Рыхлые руды	13,41	3,75	0,04	3,6	Индивидуальные анализы
Рудные прослои в известняке	11,92	1,00	—	12,0	
То же	20,56	0,42	—	49,0	

Как видим, по содержанию Fe и, главное, по марганцовому модулю улутелякские руды действительно вполне укладываются в «нормы» для олигоценовых руд, но в отличие от последних подчинены не терригенным отложениям, а чистейшим известняковым.

К сожалению, данных о содержаниях малых элементов в улутелякских рудах не имеется, отсутствие же в нашем распоряжении каменного материала не позволило заполнить этот пробел.

Итак, геохимические аналоги олигоценовых руд прослеживаются в относительно ограниченном отрезке времени от олигоцена до верхней перми включительно. Вопрос, встречаются ли они и в более древних горизонтах, остается открытым. В пределах же достоверно установленного времени их образования совершенно подавляющая масса руд приходится на палеоген (олигоцен + палеоцен). Поэтому эти руды с полным основанием можно именовать также рудами палеогенового типа (Страхов, 1963).

Напомним, что по своей значимости руды палеогенового типа многократно превосходят древние накопления других типов, в частности ближние (околоочаговые) вулканогенно-осадочные. Но сами они стоят далеко позади пелагических океанских руд, если даже брать только современных их представителей, не говоря уже о древних океанических марганцовых рудах, несомненно, имеющих в пока недоступных, глубоких частях разреза пелагических океанских отложений.

Глава V

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛИГОЦЕНОВЫХ РУД ЮГА СССР

До недавнего времени вопрос о генетическом типе олигоценовых руд юга СССР решался однозначно и вполне единодушно: все они считались классическими осадочными.

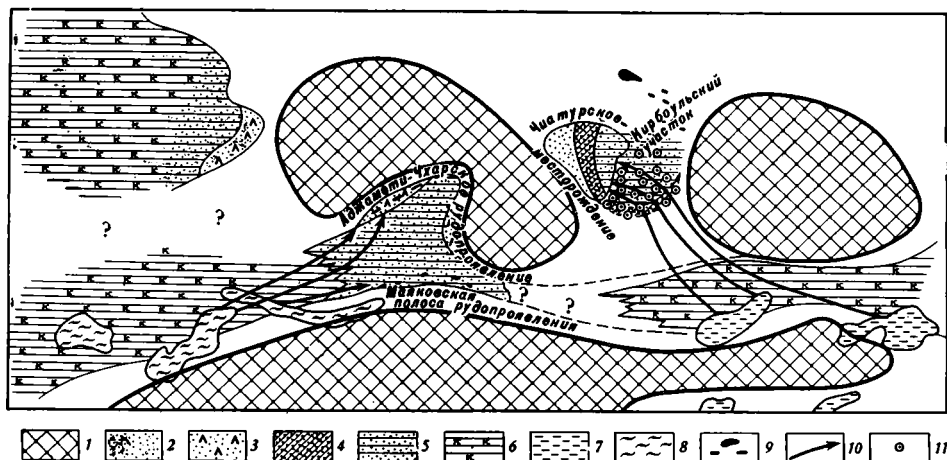
Однако совсем недавно Г. С. Дзоценидзе предложил иное решение вопроса. Чиатурское месторождение, равно как «и ряд других марганцовых месторождений Грузии, — пишет этот автор, — следует относить к эффузивно-осадочным. Их образование связано с гидротермами раннеолигоценового возраста, возникшими в затухающую фазу верхнеэоценового вулканизма» (Дзоценидзе, 1965б, стр. 3). Аналогичная точка зрения была высказана относительно Варненской группы месторождений. Таким образом, в ясное, казалось бы, генетическое толкование олигоценовых руд внесено серьезное осложнение, и нам нужно решить, действительно ли они состоят из двух генетически разных групп — нормально-осадочных и вулканогенно-осадочных руд или же все олигоценовые руды, как считалось ранее, нормально-осадочные? Ответ может быть получен в результате детального анализа концепции Г. С. Дзоценидзе (Страхов, Штеренберг, 1965)

1. О генетическом типе Чиатурского месторождения

Рассмотрим прежде всего, что представлял собой раннеолигоценовый вулканизм Грузии, каковы его проявления и локализация по отношению к Чиатурскому месторождению?

Изучая этот вопрос по работам Г. С. Дзоценидзе (1948) и других авторов, приходится констатировать следующее: 1) *никаких достоверных вулканогенных толщ (лав, туфов и т. п.) послеврхнеэоценового возраста на площади Грузии не встречено. Эффузивный и эксплозивный вулканизм в хадумское время здесь и восточнее полностью отсутствует (Милановский, Хаин, 1963); 2) никаких достоверных проявлений нижнеолигоценовой гидротермальной деятельности, если оставить пока в стороне чиатурские и другие марганцовые руды Грузии, также не установлено.* Таким образом, гипотеза усиленной гидротермальной деятельности раннего олигоцена есть допущение, сделанное с единственной целью: дать новое истолкование генезису чиатурских руд. Ничем другим, кроме самих руд, наличие нижнеолигоценовых гидротерм не доказывается. Ситуация своеобразная и настораживающая.

Но допустим все же, что гидротермы в качестве постумных явлений эффузий и эксплозий верхнего эоцена в раннем олигоцене все же существовали. Где располагались они относительно Чиатурского месторождения? Были ли это наземные термальные источники или же гидротермы подвод-



Фиг. 157. Палеогеографическая схема хадумского времени в Грузии (по Г. С. Дзоценидзе, 1965)

1 — области суши; 2 — пески и песчаники; 3 — песчаники спонголитовые; 4 — песчаники глинистые (алевролиты); 5 — глины песчаные; 6 — глины карбонатные; 7 — верхнеэоценовые отложения Аджаро-Триалетского хребта (андезито-базальтовая и песчано-глинистая толща); 8 — верхнеэоценовая толща Грузинской глыбы (щелочные эффузии и туфы); 9 — участки марганцеворудных проявлений; 10 — предполагаемые пути миграции гидротерм, 11 — местонахождение скважин, пробуренных на Корбоульском участке

ные? Г. С. Дзоценидзе проходит мимо этих деталей, оставляя их, очевидно, на усмотрение читателей. Примем в качестве наиболее вероятного, что гидротермы были подводными и локализовались вблизи районов верхнеэоценового вулканизма, показанных на карте (фиг. 157)¹. Около двух западных участков никаких следов олигоценых марганцевых руд нет, но вблизи восточного располагается несколько рудных точек, объединяемых в Маяковскую зону. Оруденение выражено несколькими (2—5) горизонтами, крайне не выдержанными и стратиграфически не сопоставимыми друг с другом. Мощность их колеблется от 1—2 см до 1,3 м. Обычно это сложно построенные линзовидные тела, переслаивающиеся с безрудными глинами и быстро выклинивающиеся по простиранию и падению. Содержание марганца низкое (1,12—10,56%). К западу, северу и востоку от Маяковской полосы в пробуренных скважинах каких-либо повышенных содержаний Mn (и Fe) не встречено. Но значительно севернее, уже в прибрежной зоне Окрибско-Дзирульской суши, среди спонголитовых песчаников известны выходы Аджамети-Чхарской рудной полосы также с довольно убогим оруденением, по типу сходным с оруденением Вани-Маяковской полосы. Если руды и этой полосы питались рудными гидротермами из районов верхнеэоценового вулканизма, то почему в районе маяковского рудопроявления садка марганца из гидротерм произошла вблизи вулканогенного очага, а в Аджамети-Чхарской полосе гидротермы перешли через относительно глубоководную область, поднялись на мелководье и здесь уже, на расстоянии 7—8 км от пункта высачивания, наконец, разгрузились от марганца? Эта своеобразная ситуация требует объяснения, ибо понять ее невозможно. Но Г. С. Дзоценидзе обходит этот вопрос.

Еще интереснее обстоит дело на Чиатурском месторождении. Руды Маяковской зоны быстро выклиниваются к востоку, что указывает, очевидно,

¹ Области суши в центральной части рассматриваемой площади даны по Г. С. Дзоценидзе (1965 а, б). Некоторое изменение конфигурации западной суши сделано в связи с наличием в южной части «суши» морских нижнеолигоценых отложений, в частности, Аджамети-Чхарского марганцеворудного проявления.

на мизерность и быстрое исчерпание гидротермального выноса Mn из западных участков верхнеэоценового вулканизма. В качестве источника «гидротермального» марганца в данном случае могут фигурировать лишь два района верхнеэоценового вулканизма восточной части Предаджарско-Триалетского прогиба. Тогда перемещение гидротерм происходило бы с юго-востока на северо-запад. При этом гидротермы опять-таки должны были предварительно преодолеть центральную глубоководную часть пролива, подняться на мелководный участок между Дзирульским и Восточным островами и пройти по нему, не растеряв ничего из несомого ими груза. Отсутствие каких-либо потерь доказывается тем, что и в пределах *Предаджарско-Триалетского прогиба*, и на *Корбоульском участке содержания марганца в осадке* находятся на строго кларковом уровне (Бутузова, Штеренберг, 1964).

На широте Чиатурского месторождения движущиеся на север марганцевые рудные растворы должны были поворачивать на запад и юго-запад и, перемещаясь из открытого моря к берегу, теряя во все возрастающей степени свой груз и формировать месторождение. Поразительно и совершенно непонятно в концепции Г. С. Дзоценидзе это стремление огромных масс «гидротермального» марганца преодолеть без потерь большие пространства и глубины моря и разгрузиться только в прибрежной зоне, особенно на самом мелководье. Не менее удивительно, что эта концепция заставляет *«гидротермальный» марганец двигаться в направлении, противоположном тому, которое достоверно указывается минеральным составом чиатурских руд, распределением в них абсолютных масс и процентных содержаний* (см. главы I—IV). При этом марганец, перемещающийся из открытого участка бассейна к берегу, *каким-то путем преодолевал встречное*, идущее от берега в открытое море движение воды, выносившее терригенный материал. Тот факт, что имело место движение воды от берега в открытую часть залива, доказывается как изменением гранулометрии рудовмещающих пород от песчаников на юго-западе, в прибрежной зоне, до мелких алевритов на северо-востоке, так и изменением общей мощности рудного горизонта, содержаний и абсолютных масс марганца в том же направлении. Такое направление движения воды в заливе, как известно, принимал и А. Г. Бетехтин еще в 1937 г. «Образование рудоносной толщи, — писал он, — происходило в условиях движения вод в направлении близком к северному» (Бетехтин, 1937а, стр. 286). Таким образом, противоположность движения гидротерм общему движению водных масс (и терригенного материала) в концепции Г. С. Дзоценидзе несомненна. Тем самым мы оказываемся перед гидрологическим парадоксом, никогда и никем не описанным и, конечно, в природе невозможным по причине своей противостественности.

Г. С. Дзоценидзе (1965б) рассматривает карбонатные руды Чиатур в качестве первичных седиментационных, осевших непосредственно из наддонной воды. При этом он допускает, что бассейн (или часть его) обладал ясно выраженной восстановительной средой и содержал большое количество CO_2 , а местами был заражен H_2S . Но в главе I было уже указано, что залив, в котором отлагались чиатурские руды, был нормально аэрируемым бассейном, с ясно выраженной окислительной средой. Карбонатные же руды, равно как и сульфиды железа в них, возникли лишь на стадии диагенеза алевритовых и глинистых илов.

Карбонатные марганцевые руды, по Г. С. Дзоценидзе, отлагались в условиях лагунного бассейна, а окисные — в условиях морского водоема. Поэтому перекрытие окисных чиатурских руд, приуроченных к нижней части разреза, карбонатными, образующими верхнюю часть разреза, он считает признаком регрессии моря во вторую половину эпохи рудоотложения. Но, будучи диагенетическими, карбонатные накопления сами по себе не могут указывать на нормальный морской или лагунный

режим бассейна, ибо возникают и при том, и при другом режиме. Перекрытие окисных руд карбонатными, как было отмечено в главе I, объясняется трансгрессией (а не регрессией) моря во вторую половину рудной эпохи, на что указывает большая тонкозернистость верхней части рудного пласта сравнительно с нижней. Именно благодаря расширению моря в конце рудного времени все фации бассейна сместились в юго-западном направлении и карбонатные руды естественно перекрыли окисные.

Гидротермальный марганец, по представлениям Г. С. Дзоценидзе, выделялся в осадок в виде карбоната лишь местами, где создавались наиболее высокие концентрации $MnCO_3$. Следуя этой идее, по существу, конечно, неоспоримой, мы должны представлять себе, что в местах высачивания гидротерм концентрация Mn была еще недостаточна и потому марганец не осаждался. Пройдя же около 10 км к северо-западу от места высачивания, т. е. уже в районе Чиатурского месторождения, концентрация марганца каким-то образом резко поднялась и началась химическая садка: вдали от берега в виде $MnCO_3$, а вблизи берега — в виде окислов. Но такая ситуация совершенно противоестественна, ибо на протяжении десятикилометрового странствования гидротерм концентрации марганца, в силу смешения гидротерм с морской водой, могли только убывать, а не увеличиваться.

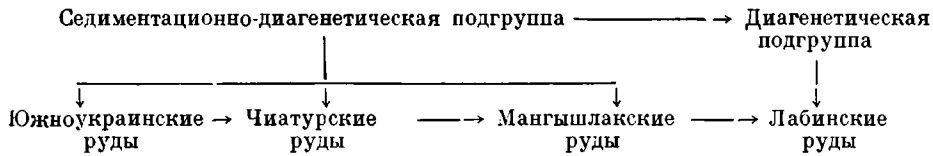
Как видим, гидротермальная концепция Г. С. Дзоценидзе игнорирует многие твердо установленные факты: поступление марганцовых растворов с юго-западной суши, хорошую аэрированность наддонной воды бассейна, диагенетическую природу карбонатных руд и их структур, трансгрессивную природу перекрытия окисных руд карбонатными. Вместе с тем она создает некоторые противоестественные гидрологические ситуации, как, например, движение рудных растворов навстречу поступающему с берега обломочному материалу или концентрирование Mn при удалении от вулканического очага. Поэтому признать вулканогенно-осадочную природу чиатурских и других олигоценых руд Грузии нельзя. Это, несомненно, нормально-осадочные руды.

Отнесение группы Варненских месторождений к числу вулканогенно-осадочных было сделано на основании находок пепловых слоев в разрезе рудоносных отложений, а также минералов алабандина и неотокита в одной из скважин, прошедших рудный горизонт. Но наличие пеплов в разрезе любой осадочной толщи само по себе не является доказательством вулканогенного происхождения руд, подчиненных этой толще, ибо пеплы, как известно, заносятся ветром очень далеко от очагов извержений и часто являются генетически чуждыми осадочной толще, в составе которой они встречаются. В частности, пеплы в олигоцене Варненского месторождения генетически связаны с нижнеолигоценым вулканизмом Родопского массива, достаточно удаленного от месторождения (см. главу I). Представить себе, чтобы гидротермы могли достичь Варненской области, преодолев сотни километров суши, конечно, нельзя; для допущения же другого вулканического очага, например на современной площади Черного моря, восточнее Варны, никаких объективных оснований нет. Что касается алабандина и неотокита, найденных в одной из скважин, то одной этой находки без детального изучения геологии района, где они сделаны, еще мало для перевода варненских руд в вулканогенно-осадочные. Напомним, что в Чиатурском месторождении также изредка встречается алабандин, но только в тех местах, где рудоносный горизонт испытал контактовое воздействие базальтовой магмы, дайки которой прорезают его вблизи Главного сброса. Не так же ли обстоит дело с алабандином и неотокитом в Варненских месторождениях?

Таким образом, перевод некоторых марганцовых олигоценых руд юга Европы в разряд вулканогенно-осадочных лишен оснований. Все эти месторождения в действительности классические нормально-осадочные

и в этом смысле они генетически однотипны, как это и принималось до работ Г. С. Дзюценидзе.

Но однотипность олигоценовых руд все же не означает полного генетического их тождества, генетической нивелированности. В предыдущих главах было отмечено наличие индивидуальных черт в формировании каждого из четырех олигоценовых месторождений. Резюмируя кратко эти наблюдения, можно расположить эти руды в следующий генетический ряд:



В группу седиментационно-диагенетических попадают месторождения, при формировании которых уже на стадии седиментогенеза возникал достаточно ясно выраженный рудный осадок, испытавший в диагенезе более или менее значительное дополнительное обогащение марганцем. При этом у южноукраинских руд это дополнительное обогащение было небольшим: 1,34—1,64% (см. табл. 105); здесь, следовательно, решающее значение имел седиментогенез. В чиатурских рудах диагенетическое обогащение было гораздо сильнее: 2,6—3,4%, а в мангышлакских — еще большим, до 6,7%. Таким образом, в ряду от южноукраинских руд к мангышлакским можно видеть, как решающая роль в формировании рудных концентраций все больше переходит от седиментогенеза к стадии диагенеза. В возникновении лабинских руд эта тенденция доходит, так сказать, до своего логического конца: формирование их происходило практически на стадии диагенеза благодаря интенсивному латеральному перемещению марганца из тонкозернистых илов авандельты в более грубозернистые песчаные отложения подводной дельты. Процесс этот был обусловлен вдвинутой грубозернистых осадков в толщу тонкозернистых, что создавало специфическую «вентиляционную трубу», в которую и перемещались бикарбонаты Mn, Ca, Fe, Mg.

Итак, олигоценовые руды юга СССР генетически однотипны, относятся к группе нормально-осадочных, и в то же время каждому месторождению присущи свои индивидуальные особенности механизма формирования. Наличие этих индивидуальных черт чрезвычайно «оживляет» марганцеворудный процесс в олигоценовом бассейне, делает его удивительно многогранным, конкретным, чутким к физико-географическим условиям разных участков моря. Но обнаружить все эти локальные трансформации удалось лишь после того, как изучение руд вышло за рамки отдельных месторождений и превратилось в сравнительно-геохимическое исследование всей группы их в целом.

2. Источники марганца олигоценовых руд

Принимая нормально-осадочный генезис олигоценовых руд, мы должны, естественно, искать источник рудного марганца на водосборах олигоценового моря, в тех породах, которые тогда подвергались выветриванию.

В настоящее время накопился уже значительный материал, который позволяет трактовать вопрос об источниках рудного марганца в более или менее конкретной форме.

Материнскими породами для южноукраинских руд были, несомненно, докембрийские толщи, входившие в состав узкого длинного полуострова, отделявшего причерноморскую часть нижнеолигоценового бассейна от днепровско-донецкой. Этот тезис, как кажется, не оспаривается никем.

Чтобы конкретнее наметить среди докембрийских толщ те, которые имели более близкое отношение к рудонакоплению, был изучен состав терригенных минералов в разрезе палеогена Южно-Украинских месторождений. Эта работа выполнена Г. Ю. Бутузовой (табл. 123).

«Сходный состав руководящих акцессорных минералов в осадках всех изученных горизонтов, — пишет названный автор, — дает основание считать, что при их образовании размывались близкие по составу исходные породы, среди которых основную роль играла серия метабазитов — амфиболитов, эпидотизированных амфиболитов, амфиболовых, хлоритовых и других сланцев. В пользу этого предположения говорит широкое повсеместное развитие минералов группы эпидот-цоизита, которые, как известно, характеризуются очень широким распространением среди метаморфизованных основных изверженных пород, а также тот факт, что состав тяжелых минералов в одном изученном образце из коры выветривания амфиболитов близок к составу тяжелых минералов изученных пород. Наряду с метабазитами в составе питающих пород широко представлены гранитные интрузии, отражением чего в третичных осадках является высокое содержание циркона» (Бутузова, 1963, стр. 90).

В связи с этим большой интерес приобретает изучение марганценосности докембрийских пород, данные о которой (табл. 124) были недавно приведены И. М. Варенцовым (1963) и В. И. Грязновым и др. (1964).

«По подсчетам средних содержаний для комплексов пород, — пишет В. И. Грязнов, — повышенные содержания Mn имеют гнейсы и амфиболиты Побужья (в среднем 0,2% Mn), гнейсы бассейна Днепра (0,19%), железисто-кремнистые породы района Конкских (0,2%), Верховцевско-Чертомлыцких (0,21%) и Орехово-Павлоградских (0,17%) магнитных аномалий, метабазиты Базавлук-Чертомлыцко-Верховцевской зоны и метабазиты Приазовья (0,13%), породы сиенитового комплекса Приазовья (0,21%) и жильные породы средней части Украинского кристаллического массива (0,18%).

Принимая кларк Mn в земной коре равным 0,1, видим, что большинство докембрийских пород щита имеет положительные кларки концентрации этого элемента, но превышение по сравнению со средним содержанием в земной коре небольшое — примерно в 2 раза. Среди широко распространенных пород более высоким кларком концентрации Mn отличаются мигматиты. В частности, роговообманково-биотитовые разности мигматитов района р. Соленая... содержат Mn в 7—8 раз больше кларка, благодаря присутствию марганцовистой роговой обманки» (Грязнов и др. 1964, стр. 274).

Таким образом, мы можем констатировать, что в составе водосборных площадей рудного участка нижнеолигоценного бассейна действительно присутствовали — и, по-видимому, на значительных площадях — породы с повышенным, а иногда и высоким содержанием Mn: метабазиты и мигматиты. При этом для Грушевско-Басанской площади намечается близкое соседство рудного накопления с материнскими породами, обогащенными марганцем. Для других площадей таких соотношений пока не выявлено, может быть, из-за недостаточной исследованности внерудных участков.

В районе Чапурского месторождения развиты гранитные породы Дзиркульского массива и среднеюрской порфириновой толщи. Уже давно А. Г. Бетехтин (1937а) указывал, что в формировании месторождения участвовали оба эти комплекса, причем наибольшее значение он придавал Дзиркульскому массиву. Изучение терригенной минералогии песков рудного горизонта, проведенное Г. Ю. Бутузовой (Бутузова, Штеренберг, 1964), в какой-то мере подтверждает концепцию А. Г. Бетехтина. Рудные пески представляют собой типично полимиктовое образование; содержание обломков пород в них достигает 50%, полевых шпатов 25—35%. Среди обломков пород выделяются: 1) зерна гранитоидных пород, состоящие из

Содержание (в %) тяжелых минералов в разных горизонтах палеогена Южно-Украинских месторождений (по Г. Ю. Бутузовой, 1963)

Минерал	Район р. Ингулец			Западная площадь			Грушевско-Басаң- ская площадь *		Больше-Томмакское месторождение**		Белозерка **	
	а	б	в	а	б	в	б	в	а	в	а	в
Циркон	75	7—16,5	11—25	68—73	9—19	10—15	18—25	8—11	95	1—20	93	5—26
Турмалин	9	0,5—4,5	4—7	2,5—4,5	4—6	2,5—6	9—14	2—5	—	2—5	1	3,5—7
Рутил	4,5	9,5—11	5—10	0,5—1,5	5	2—9	4—8	1—10	0,5	0,5—4,5	1	1—3,5
Эпидот	6	14,4—17,5	25—56	14—17	20—29	18—55	17—24	33—63	1,5	44—80	2	25—73
Гранат	1,5	44,5—51,5	11—30	4—8	18—41	14—28	20—32	8—20	0,5	4,5—17,5	3	7—25
Дистен	—	1,5—5	2—6	—	4,0—4,5	2—7,5	4—6	1—6,5	—	0,5—3,0	—	1,5—7,5
Силлиманит	—	0,25—1,0	2—6	—	—	6—12	0—0,25	0,5—4,0	—	0,5—1,0	—	0,5—4,0
Ставролит	0,5	0,25	0,25—2	1	4—5	2,5—6	0,5—1,5	0,5—2	—	0,25—0,5	—	0—1
Анагаз	—	0,25	0—0,25	—	0,5—2,5	0—0,5	1—5	0,5—1,0	—	0—1	—	0—0,5
Титансодержащие	3	5—7	1,5—3	0,25	0—8	0—1	0—6	1,5—5	2	5—7	—	2—3,5
Сфен	—	1—2	0,5	0,25	4,5—6,5	0,25—2	2—5	0,5—2	—	0,5—1,5	—	0,25—3
Пикотит	—	0,25—0,5	0—0,25	—	0—0,5	—	0,25—0,5	0—1	—	0,25—3	—	0—2
Роговая обманка	—	—	0—2	—	—	0—2	—	0—2	—	—	—	—
Апатит	—	—	0—1	—	—	0—0,5	—	0—3	—	—	—	0—3
Хлоритовд	—	—	—	—	—	0—2,5	—	0—1	—	—	—	1—9

П р и м е ч а н и е. а — бучакские; б — киевские; в — харьковские слси.

* Не изучались бучакские слои.

** Не изучались киевские слои.

Содержание Mn и Fe в породах кристаллического щита
(по И. М. Варенцову, 1963)

Породы	Mn	Fe	Mn : Fe 10 ⁻⁴ %	Местонахождение	Литературный источник
	%				
Ультраосновные интрузивные (среднее) . .	0,03	6,99	42	Украинский щит	М. Н. Ивантишин , 1960
Основные интрузивные Граниты:	0,14	8,20	170	Там же	Он же
кировоградского типа	0,02	2,19	91	»	»
житомирского типа .	0,02	2,57	77	»	»
Приазовья	0,03	2,79	107	»	»
кировоградско-житомирского типа . .	0,02	2,57	77	»	»
днепровско-токовского типа	0,02	1,91	104	»	»
Амфиболиты	0,84	4,48	1975	Криворожский бассейн	Я. Н. Белевцев, 1959
То же	0,99	12,14	815	Там же	Он же
Сланцы тальковые . .	0,62	8,21	755	Криворожский бассейн, балка Дубовая	Я. Н. Каниболоцкий, 1946
Сланцы хлоритовые . .	0,84	26,13	321	Криворожский бассейн, р. Ингулец	Он же
Джеспилиты, железистые роговики:					
минимальное	0,04	38,41	10	Криворожский бассейн	»
максимальное	0,24	29,90	50	Там же	»
среднее	0,18	31,25	57	»	»
Гнейсы плагиоклазовые, биотитовые, пироксеновые, амфиболовые:					
минимальное	0,03	2,10	142	Украинский кристаллический щит (гнейс биотитовый)	Э. А. Струве, 1940
максимальное	0,62	10,69	579	(гранито-гнейс)	Он же
среднее	0,19	3,83	496	(гнейс плагиоклазово-гиперстеновый)	»

кварца, полевых шпатов и слюд — биотита, мусковита, серицита; 2) зерна кислых эффузивов — риолитовых порфиров, кварцевых альбитофиров с микрофельзитовой, реже микропйкилитовой структурой; 3) обломки эффузивов со следами структур, характерных для основных пород (встречаются в резко подчиненном количестве). Обломки пород сильно изменены; в них наблюдаются процессы серицитизации, пелитизации, хлоритизации. Цемент представлен смесью мелких кристалликов цеолитов, гидрослюд и опала в разных соотношениях. Следует отметить слабую окатанность всех обломочных зерен — кварца, полевых шпатов, различных пород и плохую их сортировку, что свидетельствует о близости источников сноса и незначительном удалении от береговой линии.

Содержание (в %) Mn, Fe, P в дзиркульских гранитах и в порфиритовой толще

Порода. № образца	Mn	Fe	P	Mn: Fe
Дзиркульские граниты				
1	0,020	1,34	0,015	0,015
2	0,014	1,21	0,012	0,011
3	0,050	2,92	—	0,017
4	0,034	0,36	—	0,094
5	0,020	0,80	—	0,025
6	0,046	2,99	—	0,015
7	0,040	2,55	—	0,015
Среднее	0,031	1,86	0,013	0,016
Среднеюрские порфириды				
Свежие образцы:				
1	0,152	4,61	0,105	0,033
2	0,140	7,04	0,140	0,019
3	0,196	7,12	0,160	0,027
4	0,154	7,26	0,040	0,020
5	0,070	3,72	—	0,018
6	0,260	8,39	—	0,031
7	0,200	8,30	—	0,024
Слабо выветрелые образцы:				
8	0,114	6,79	—	0,017
9	0,115	5,40	—	0,021
10	0,120	6,19	—	0,019
11	0,180	8,47	—	0,021
12	0,230	9,20	—	0,025
13	0,240	9,34	—	0,025
Среднее	0,17	7,11	0,111	0,023
Среднеюрские порфириды (по Г. С. Дзюценидзе; среднее по 48 образцам)				
	0,12	4,42	0,03	0,027
Среднее для основных пород вообще (по А. П. Виноградову, 1962)				
	0,2	8,56	0,14	0,023

Из анализа терригенно-минералогического состава рудных песков следует, что в их формировании основную роль действительно играл Дзиркульский массив, а подчиненную — юрская порфиритовая толща. Однако нужно иметь в виду, что сохранившиеся разрезы рудного горизонта даже вблизи Главного сброса демонстрируют не самую прибрежную зону песков, а немного удаленную от нее, вероятно, на несколько километров, ибо самые прибрежные пески были уничтожены предчокракским размывом. А так как обломки основных пород — порфиритов — тяжелее обломков кислых пород, следует думать, что главная масса их находилась в размывной прибрежной зоне; сохранившиеся же разрезы демонстрируют, так сказать, «хвосты» ареала рассеяния зерен порфиритов. Это означает, что истинная роль юрской порфиритовой толщи в питании олигоценового

Чиатурского залива была, видимо, больше той, какую показывает терригенно-минералогический состав песков в сохранившихся разрезах. Кроме того, быстрее выветривающиеся основные породы давали гораздо больше растворенных и тонкодисперсных компонентов, чем более устойчивые кислые. Мы приходим, таким образом, к заключению, что терригенно-минералогический состав рудных песков в сохранившихся разрезах дает искаженную картину роли отдельных комплексов в питании олигоценового моря осадочным материалом, особенно марганцем. Решающую роль в качестве поставщика марганца играли, вероятно, юрские порфириды, а не граниты Дзирульского массива, как это принимал А. Г. Бетехтин.

В связи с этим были сделаны определения Mn, Fe, P в образцах обеих предполагаемых материнских пород (табл. 125). Для сравнения привлечены также результаты определений Mn и Fe из порфиритовой толщи, заимствованные из работы Г. С. Дзюценидзе (1948), а также средние содержания марганца в основных породах, по А. П. Виноградову (1962). Как видим, среднее содержание Mn в порфиридах больше, чем в дзирульских гранитах, в 5,3 раза по нашим данным и почти в 6 раз по данным Г. С. Дзюценидзе; в то же время эти значения для порфиритов очень близки к средним концентрациям марганца в основных породах вообще. Еще более интересные результаты дает сравнение средних содержаний малых элементов по А. П. Виноградову (1962) (табл. 126).

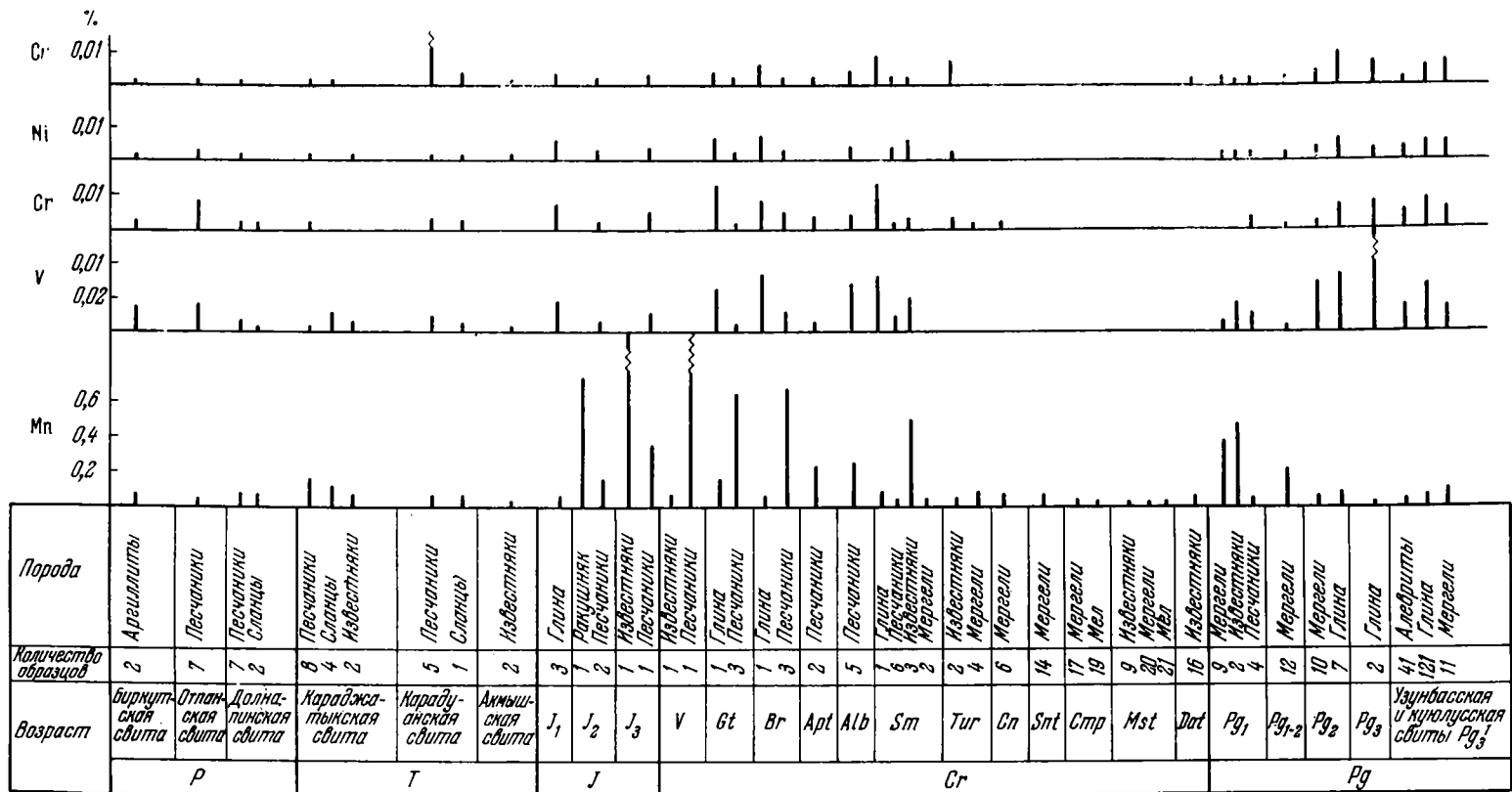
Таблица 126

Содержание (в 10^{-4} %) малых элементов в порфиридах, основных породах вообще и во вмещающих руды отложениях

Породы	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ge	Ga
Основные (по А. П. Виноградову, 1962)	200	200	45	160	200	1,4	1,4	8	130	1,5	—
Кислые (по А. П. Виноградову, 1962)	40	25	5	8	20	1,0	1,5	20	60	1,4	—
Вмещающие руды:											
пески	100	39	16	314	35	8,2	58	—	—	—	11
алевролиты	135	46	21	162	35	—	—	—	—	—	—
глины	269	72	7	130	75	37	34	—	—	—	14
Чиатурские руды	93	9	94	812	22	24,4	53	1,5	101	1,4	5

Отчетливо видно, что вмещающие руду породы по сравнению с гранитами резко обогащены V, Cr, Co, Ni, Cu, т. е. теми концентрирующимися элементами, которые характерны для основных пород. Два элемента — Ni и Co — усиленно накапливаются и в самих рудах. Эти геохимические данные не оставляют сомнений в том, что среднеюрские порфириды играли в формировании чиатурских пород и руд несравненно большую роль, чем это можно было допустить по терригенно-минералогическим данным. Точнее говоря, они были главной материнской породой, особенно для более тонкозернистых пород и руд. Геохимический критерий в решении вопроса о материнских породах оказался в данном случае более чутким и надежным сравнительно с терригенно-минералогическим.

На водосборных площадях Мангышлакского месторождения, за счет выветривания которых оно возникло, заведомо не было пород ни вулканических, ни интрузивных, ни эффузивных, и, стало быть, источником марганца могли быть только породы осадочные. Для более конкретного определения их Е. С. Тихомировой были собраны литературные данные (Катченков, Смоляноко, 1960) по распределению марганца и малых элементов



Фиг. 158. Содержание микроэлементов в породах мезозоя и кайнозоя хребта Каратау (Мангышлак). По данным С. М. Катченкова, В. И. Муравьева, Л. А. Смолянко и Е. С. Тихомировой

**Содержание малых элементов в мезо-кайнозойских и пермо-триасовых
отложениях Мангышлака**

Тип породы	Возраст	Число образцов	Mn	V	Cr	Ni	Cu
			%	10 ⁻⁴ %			
Алеврит	Pg ₃ ^{luz+kl}	41	0,04	90	50	40	30
Глина	Pg ₃ ^{luz+kl}	121	0,06	150	90	50	50
Мергель	Pg ₃ ^{luz+kl}	11	0,1	80	60	50	70
Глина	Pg ₃	2	0,016	300	85	32	75
»	Pg ₂	7	0,094	170	70	53	94
Мергель	Pg ₂	10	0,055	150	16	36	34
»	Pg ₁₋₂	12	0,125	20	12	16	20
Песчаник	Pg ₁	4	0,026	60	40	24	13
Мергель	Pg ₁	2	0,49	80	Следы	20	8
»	Pg ₁	9	0,39	30	»	16	20
Известняк	Cr ₂ ^{dat}	16	0,074	—	10	Следы	10
Мел, мергель, известняк	Cr ₂ ^{mst}	9	0,02	—	5	3	5
Мел песчий	Cr ₂ ^{mst₂}	21	0,031	—	—	—	Следы
Мел и мергель	Cr ₂ ^{mst₁}	20	0,028	—	Следы	—	»
То же	Cr ₂ ^{mst}	41/2	0,030	—	»	—	»
»	Cr ₂ ^{cmp₂}	19	0,029	—	—	—	»
»	Cr ₂ ^{cmp}	17	0,038	—	—	—	»
»	Cr ₂ ^{cmp}	36/2	0,033	—	—	—	»
»	Cr ₂ ^{snt₂}	11	0,070	—	—	—	»
»	Cr ₂ ^{snt₁}	14	0,034	—	—	—	»
»	Cr ₂ ^{snt}	25/2	0,052	—	—	—	»
Мергель	Cr ₂ ^{cl}	6	0,09	Следы	20	5	5
»	Cr ₂ ^{tur₂}	4	0,09	»	20	5	Следы
Песчаник	Cr ₂ ^{tur₁}	2	0,055	—	30	15	70
»	Cr ₂ ^{cm}	3	0,036	50	20	35	14
Песчаник, скв. 8	Cr ₂ ^{cm}	3	0,023	100	30	60	20
Мел песчий	Cr ₂ ^{cm}	2	0,032	—	—	—	—
Песчаник, скв. 9	Cr ₂ ^{cm}	1	0,008	—	20	30	10
Песчаники известковистый	Cr ₂ ^{cm}	2	0,5—0,08	100	30	60	15
Глина	Cr ₂ ^{cm}	1	0,07	160	130	—	75
Песчаник глинистый	Cr ₁ ^{alb}	5	0,25	140	45	40	30
Песчаник	Cr ₁ ^{apt}	2	0,23	33	30	—	10
»	Cr ₁ ^{br}	3	0,7	60	50	30	10
Глина	Cr ₁ ^{br}	1	0,07	170	80	70	55
Песчаник	Cr ₁ ^{hot}	3	0,65	12	15	13	10
Глина	Cr ₁ ^{hot}	1	0,15	180	140	60	38

Тип породы	Возраст	Число образцов	Mn	V	Cr	Ni	Cu
			%	10 ⁻⁴ %			
Песчаник	Cr ₁ ^{val}	1	0,10	—	18	—	—
Известняк	Cr ₁ ^{val}	1	0,045	—	—	—	—
Песчаник	J ₃	1	0,35	60	45	35	22
Известняк	J ₃	1	4,0	—	—	—	—
Песчаник	J ₂	2	0,14	23	15	23	10
Ракушечник	J ₂	1	0,75	—	—	—	—
Глина	J ₁	3	0,05	80	70	67	33
Известняк	T ₃ ^{ak}	2	0,03	5	—	5	10
Песчаник	T ₂ ^{kar}	5	0,05	44	30	8	150
Сланцы	T ₂ ^{kar}	1	0,06	30	30	10	30
Песчаник	T ₁ ^{krd}	8	0,17	25	15	7	8
Сланцы	T ₁ ^{krd}	4	0,12	60	—	Сл.	10
Известняк	T ₁ ^{krd}	2	0,06	30	—	10	Сл.
Песчаник	p ^{dl}	7	0,09	40	20	10	10
Сланцы	p ^{dl}	2	0,07	Не определялись			
Песчаник	p ^{ot}	7	0,045	90	84	26	20
Аргиллит	p ^{bir}	2	0,08	60	30	10	10

во всем разрезе хр. Каратау, начиная от пермо-триаса и кончая эоценом (табл. 127, фиг. 158).

Анализ показывает, что содержания марганца во всех пермо-триасовых породах находятся приблизительно на кларковом уровне. Очень небольшое повышение отмечается в песчаниках и сланцах караджатыкской свиты триаса.

Некоторое обогащение отмечают Л. Б. Мнушкин, Д. Х. Хайрутдинов (1961) и А. Г. Каримов (1965) в медистых песчаниках и железных рудах. Ванадий, хром, никель, медь присутствуют постоянно, но содержания их не превышают кларковых значений, за исключением меди, которая иногда обогащает песчаники.

В отложениях пестроцветной свиты нижней юры содержания марганца, а также малых элементов также находятся на кларковом уровне. Совершенно иначе обстоит дело в средне- и верхнеюрских и нижнемеловых породах, в которых концентрация марганца резко возрастает. Наибольшие содержания этого элемента отмечены в известковистых песчаниках и известняках, за исключением известняков валаджина. При этом содержания Mn колеблются в пределах 0,2—0,7%, а кларк концентрации изменяется обычно от 2 до 7, но в отдельных случаях достигает 40 (известняки J₃). Глины, как правило, отличаются более низкими содержаниями марганца, но в некоторых случаях (готеривские глины) количество этого элемента также превышает кларковые значения. Содержания малых элементов в породах J₂ — Cr₂ тоже несколько повышены, но распределение их более сложное, чем у марганца; в частности, эти элементы тяготеют к глинам, известняки же не обогащены, а обеднены ими.

Верхнемеловые известковистые песчаники, мергели, известняки и мел резко обеднены и марганцем, и малыми элементами.

Новая волна обогащения ими приходится на палеоцен.

Из этого обзора вытекает, что на площади водосборов нижнеолигоценового Мангышлакского моря в разрезе отложений мезозоя и начала палеогена имелись толщи осадочных пород, обогащенные марганцем до 2—7 кларковых содержаний, т. е. таких же, какие типичны для водосборов Южно-Украинского рудного бассейна. Особенно выделяются в этом отношении нижнемеловые породы. При этом, как показало сравнение терригенных минералов легкой и тяжелой фракций нижнемеловых и нижнеолигоценовых песчаных пород, между ними много общего. Это подтверждает то обстоятельство, что нижнемеловые породы действительно размывались в куюлусское время и питали седиментацию рудной площади.

Водосборные площади Лабинского месторождения были сложены разнообразными комплексами магматических, метаморфических и осадочных пород разного возраста — от нижнего палеозоя до юры. Сводка данных по содержаниям в них железа и марганца, выполненная В. В. Калининко, дала следующие результаты (табл. 128).

Средние содержания Mn в кристаллической толще, зеленокаменных породах, серпентинитах и основных породах составляют 0,12—0,16 %, тогда как его максимальные величины достигают 0,17—0,42 %. Это в общем то же самое, что наблюдается и на водосборах, питавших другие марганцевые месторождения. Средние же содержания железа $> 4\%$, т. е. многократно больше, чем у марганца. Заметим, что минералы тяжелой фракции перечисленных выше материнских для марганца пород в точности отвечают минералам тяжелой фракции песков Лабинского месторождения, и, стало быть, метаморфические, зеленокаменные и другие толщи, показанные в табл. 128, действительно принимали участие в питании марганцем Лабинского участка олигоценового моря.

Суммируя сказанное, можно считать установленными следующие два основных факта.

1. На водосборных площадях, питавших седиментацию рудообразующих участков олигоценового моря, всегда присутствовали и размывались породы, несколько обогащенные марганцем; их мы и вправе рассматривать в качестве рудоматеринских.

2. Степень обогащенности этих пород марганцем, однако, обычно невысока (от 2 до 10 кларков, редко выше), причем эти породы всегда содержат одновременно много железа, количество которого иногда в 20—30 раз превышает содержание марганца.

Последнее обстоятельство особенно важно. Оно показывает, что формирование марганцеворудных олигоценовых месторождений было невозможно без достаточно активного отделения марганца от железа на каком-то этапе рудного процесса, тем более, что в рудах наблюдаются совершенно противоположные соотношения между обоими элементами: Mn резко преобладает над железом.

Тем самым вырисовывается центральная проблема в генезисе олигоценовых руд: отделение марганца от железа; без ее решения невозможно правильное понимание механизма марганцеворудного процесса.

3. О механизме отделения марганца от железа при формировании олигоценовых руд юга СССР

Согласно широко распространенному мнению, при возникновении осадочных марганцевых руд вообще и олигоценовых в частности железо перемещалось с водосборов вместе с марганцем и в растворенном виде. Но в ходе транспортировки марганец отделялся от железа; последнее осело в путях миграции раньше, марганец позже, сформировав самостоятельные месторождения. Причиной отделения была большая чувствительность железа к изменению режима рН и Eh, чем марганца.

Содержание (в %) марганца и железа в магматогенных породах Северо-Западного Кавказа
(реки Белая, Малая и Большая Лаба, Уруп)*

Толщи и породы		Марганец		Железо		Число анализов	Характерные минералы
		от — до	среднее	от — до	среднее		
Метаморфические толщи регионального распространения (нижний — средний палеозой)							
Кристаллическая толща	Гранато-рогообманковые, гранато-полевошпато-мусковитовые сланцы, полевошпатовые амфиболиты, эпидотовые амфиболиты	0,04—0,29	0,14	1,22—9,68	6,06	7	Андалузит, гранат, циркон, ставролит, апатит, турмалин, силлиманит, сфен, эпидот, рутил
Зеленокаменная толща	Амфиболовые сланцы	0,05—0,17	0,13	4,48—14,81	10,67	8	Титаномагнетит, гранат, апатит, ильменит, сфен, лейкоксен
	Филлиты (кварцево-серицито-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы)	0,01—0,42	0,12	2,87—7,25	4,85	6	Магнетит
Интрузивные и эффузивные породы в метаморфических толщах							
Ультраосновные породы	Серпентиниты	0,01—0,35	0,16	1,24—6,91	4,31	21	Ильменит, гематит, титаномагнетит, магнетит, рутил, апатит
Основные породы	Габбро, диабазы, пироксениты, спилиты	0,05—0,35	0,12	5,00—10,33	8,02	15	Лейкоксен, рутил, титаномагнетит
Средние породы	Диориты, порфиры, кератофиры	0,01—0,14	0,08	1,04—8,39	4,93	9	
Кислые породы	Граниты, альбитофиры, липариты, дациты, кварцевые диориты	Следы—0,08	0,04	0,69—3,84	2,04	25	

* По материалам Н. Е. Ефремова (1938), А. Г. Кобилева (1938, 1948), В. Ф. Морковкиной (1964), В. В. Плошко (1965), Н. Д. Соболева (1952) Часть анализов филлитов любезно предоставлена нам Н. П. Лупановой.

Эта схема была применена А. Г. Бетехтиным к чиагурским рудам еще в 1937 г., а позже В. И. Грязновым и др. (1964) — к южноукраинским. За рубежом она пропагандируется К. Краускопфом (Krauskopf, 1957), поставившим для ее проверки экспериментальные работы, показавшие реальную эффективность режима Eh — рН в качестве фактора, способного произвести отделение марганца от железа.

Казалось бы, традиционная схема получила сейчас физико-химическое и экспериментальное подтверждение и может считаться обоснованной. В действительности, однако, дело обстоит не так. В схеме имеется один весьма существенный пробел, на который почему-то до сих пор не обращали внимания.

Дело в том, что если железо было действительно отделено от марганца на путях их переноса, то оно должно было выпасть где-то в прибрежной зоне, в полосе, более близкой к берегу, чем руды марганца, ибо это с неизбежностью вытекает из гораздо меньшей геохимической подвижности железа, чем марганца. При этом массы выпавшего железа никак не могли быть существенно меньше масс осажденного рудного марганца, т. е. в результате их осаждения должны были образоваться *богатые железом породы или даже руды. Но ни на одном из четырех изученных олигоценовых месторождений не имеется сейчас никаких следов усиленного накопления железа в более прибрежных или континентальных отложениях, синхронных марганцевым рудам; нет следов и бывшего их нахождения здесь в виде, например, механически перетолченного их детрита в более молодых породах.*

Больше того, изучение распределения Mn и Fe в осадках олигоценового бассейна в целом вскрыло чрезвычайно важное обстоятельство. Вне собственно рудных площадей Mn и Fe находятся строго на кларковом уровне и при переходе от прибрежных отложений к пелагическим и более глубоководным согласно и одновременно повышают свои концентрации. Так как нижнеолигоценовый бассейн был достаточно велик по площади, то на отдельных его участках в наиболее глубоководной части Предкавказья содержания Mn и Fe слегка даже превышают кларковый уровень, показывая тем самым, что и в древних водоемах действовало то же правило о связи содержания элементов в пелагических отложениях с размерами бассейна, что и в водоемах современных. В целом же на всей площади нижнеолигоценового моря вне прибрежных рудных участков поведение Mn и Fe сходно: *они не отделяются друг от друга и живут общей жизнью. Но на локальных участках оруденения их поведение сразу становится иным: марганец резко отделяется от железа, резко обогащает породу, железо же находится в руде на уровне кларка, а чаще даже более низком; причем, повторяем, нет никаких следов того, что железо, отделявшееся от марганца, оседало где-либо в прибрежной зоне.*

При такой ситуации становится совершенно ясным, что *традиционная генетическая схема, согласно которой железо отделялось от марганца в путях совместной их миграции, не отвечает природе. Реальный ход процесса был совершенно иным. Отделение элементов друг от друга происходило еще при формировании коры выветривания на водосборах, питавших рудные площади осадочным материалом.* Эта идея была выдвинута одним из авторов монографии еще в 1960 г. при общем сравнительном рассмотрении генезиса железных и марганцевых руд (Страхов, 1960) и была применена затем конкретно к палеогеновым месторождениям (Страхов, 1964а). Самый же механизм отделения представляется следующим.

При вскрытии эрозией новых, прежде погребенных площадей пород, первично несколько обогащенных марганцем (2—10 кларков), и при начале их выветривания элювий длительное время находился на щелочной стадии при нейтральных значениях Eh. Это сочетание разрешало интенсивный вынос марганца (вместе с Na, Ca, Mg, SiO₂), но удерживало в коре

железо. Селективно выщелачиваемый из пород марганец сопровождался лишь следами железа и малых элементов, которые соосаждались с ним в море и создавали марганцевые руды, бедные железом и со специфическим набором малых элементов. Пока разраставшаяся вглубь щелочная кора выветривания еще могла поставлять в раствор много марганца, в море шло формирование марганцевого месторождения. С исчерпанием в коре легко подвижного марганца прекратилась его рудная садка в бассейне. Добавим, что при селективном выщелачивании марганца вместе с Ca, Mg, Na в коре могло и не накапливаться больших масс остаточного железа, а происходило лишь некоторое ее ожелезнение. Поэтому искать на водосборах, синхроничных марганцевым рудам, коры с обязательным огромным накоплением в них железа принципиально неправильно.

Существуют ли доказательства возможности течения процессов в коре выветривания по предложенному пути? Да, существуют, притом двойкие. Отметим прежде всего, что при сравнительном изучении Н. А. Лисицыной (1968) поведения элементов в третичных корах выветривания амфиболитов Украинского щита и порфиритов Казахстана выяснилось, что по геохимической подвижности в этих корах марганец относится к первой группе — легкоподвижных элементов, включающей Na, K, Ca, Mg. Его подвижность такая же, что у Na, и может быть оценена числом 25. Железо, наоборот, принадлежит к четвертой группе — неподвижных элементов, вместе с Al, Ti, Ca. Его подвижность оценивается цифрами 1—1,2. При этом марганец проявляет подвижность в самые первые моменты формирования коры, в ее нижней зоне. Другим доказательством являются опыты К. Краускопфа (1963). 20 г тонко раздробленного порошка базальта растворяли в дистиллированной воде, через которую пропускали затем пузырьки CO_2 и прибавляли 1N H_2SO_4 . Через час в раствор перешло $5 \times 10^{-4} \% \text{Mn}^{2+}$ и $230 \times 10^{-4} \% \text{Fe}^{2+}$. Избыток кислоты нейтрализовали NaOH до тех пор, пока значение pH раствора не достигло 6—7. При постоянной поддержке pH раствора около 7 «происходит непрерывное осаждение железа, и через два дня его концентрация понижается ниже предела чувствительности, тогда как концентрация марганца практически остается неизменной. Вследствие этого образуется раствор, содержащий из тяжелых элементов только марганец, т. е. такой раствор, который необходим для объяснения происхождения месторождений марганца» (Краускопф, 1963, стр. 278).

Мы не можем механически применять эти опыты К. Краускопфа к коре выветривания, так как, когда она находится на щелочной стадии, в ней нет свободной H_2SO_4 , растворяющей субстрат. Но есть вода, все же являющаяся растворителем, и CO_2 , переводящая растворимые катионы в бикарбонатную форму. Поэтому основным в опытах Краускопфа является доказательство того, что в щелочном растворе с pH порядка 7 и выше и Eh, близком к нейтральному, железо действительно иммобильно и в растворе присутствовать не может; марганец же имеет возможность накапливаться в больших количествах и резко отделяться от железа. Таким образом, опыты К. Краускопфа вместе с наблюдениями Н. А. Лисицыной *указывают на принципиальную допустимость изложенной выше схемы отделения марганца от железа еще в коре выветривания при формировании рудного раствора и до вступления его в миграцию в речных водотоках.*

Но, допустимая принципиально, эта схема для своей реализации в природе требует определенных историко-геологических предпосылок. Ими являются: а) включение в выветривание новых свежих участков пород с 2—10-кларковыми содержаниями марганца; б) такое сочетание тектонического режима и климатических условий, которое длительно задерживало бы кору выветривания на щелочной стадии, содействуя тем самым выщелачиванию из нее марганца и иммобильности железа.

Рассмотрим, каковы были предпосылки в олигоценное время.

Яснее всего это можно наблюдать на Чиатурском месторождении.

Полимиктовый состав песчано-алевритовых пород подрудного и рудного горизонтов свидетельствует, что на водосборах в это время действительно не было сколько-нибудь развитой коры выветривания; формирование ее находилось здесь на первой — щелочной стадии, благоприятствовавшей выносу марганца из выветривавшихся пород, при задержке в коре железа. С этим согласуется и монтмориллонито-гидрослюдистый состав минералов в более тонкозернистых породах.

На Мангышлакском месторождении состав песчано-алевритовых пород мезомиктовый, что также свидетельствует об умеренно развитом выветривании. Бросается в глаза отсутствие в составе глинистых минералов каолинита при обилии гидрослюды и частью хлорита и монтмориллонита, что прямо указывает на ограничение профиля выветривания щелочной стадией. Поскольку при этом элювиальное выщелачиванию подвергались главным образом нижнемеловые породы, обогащенные марганцем, обстановку на Мангышлаке также следует считать благоприятной для выноса марганца в море при иммобильности в его коре железа.

Сложнее была ситуация на Южно-Украинских месторождениях. Из табл. 123 явствует, что в направлении от бучакского яруса к киевскому и харьковскому нарастает разнообразие терригенных минералов по составу и степени их устойчивости. Бучакские слои содержат ограниченный комплекс наиболее устойчивых тяжелых минералов — циркона, турмалина, рутила; умеренно устойчивые гранат и эпидот присутствуют в качестве примеси, составляя от долей процента до 22%, максимально. В киевских отложениях набор тяжелых минералов расширяется до 12, причем главную массу (более 50%) образуют уже умеренно устойчивые гранат и эпидот-цоизит. Содержание циркона, турмалина, рутила падает до 20—30%. В харьковское время, начиная с рудного горизонта, набор тяжелых минералов увеличивается еще более, достигая 15 видов, причем не только резко господствуют умеренно устойчивые эпидот и гранат, но появляются неустойчивые — роговые обманки, биотит, хлорит, хлоритоид. Эта смена терригенных минералов свидетельствует, очевидно, о том, что в бучакское время на водосборах, питающих седиментацию на будущей площади месторождений, были развиты самые верхние, наиболее зрелые горизонты коры выветривания. В киевское время эти горизонты коры на водосборах уже отсутствовали, разрушались и менее выветрелые зоны, содержавшие менее устойчивые минералы в комбинации с кварцем. В харьковское же время денудация зашла настолько далеко, что стала затрагивать глубокие горизонты коры амфиболитов и других пород, содержащих мало устойчивые биотит, роговую обманку, хлорит, хлоритоид. Мы вправе заключить, что в это время верхние кислые горизонты коры выветривания были уже повсеместно (или во всяком случае на главной части водосборной площади) смыты и обнажались низкие, менее зрелые зоны коры, отвечающие щелочной стадии элювиального процесса, благоприятствовавшие миграции марганца и задерживавшие *in situ* железо.

Серьезное подтверждение этой мысли дает состав глинистых минералов в южноукраинских рудах. Изучение их В. И. Грязновым (1964) обнаружило, что они представлены монтмориллонитом и ферримонтмориллонитом; каолинит отсутствует. Этот специфический состав глин Южно-Украинских месторождений мог возникнуть лишь от размыва нижней монтмориллонитовой зоны метабазитов, при формировании которой среда была щелочной, а марганец, как показали работы Н. А. Лисицыной (1965, 1968), интенсивно выносился.

Этот вывод тем более правилен, что каолиниту, смываемому с водосборов, свойственно отлагаться, как убедительно было показано М. А. Ратевым (1964), в прибрежных участках моря, особенно в таких западинах рельефа дна, в которых отлагались марганцевые руды; а между тем нигде

в руде каолинита нет, как нет и в чиатурских рудах, синхроничных заведомо очень слабо развитой коре выветривания.

Данных для суждения о ходе процесса на водосборах, питавших седиментацию Лабинского месторождения, пока нет. Но после сказанного выше едва ли можно сомневаться в том, что и здесь это происходило сходным образом.

Таким образом, имеется достаточное число объективных данных для признания, что в олигоценовое время первая предпосылка для отделения марганца от железа уже в ходе выветривания водосборов существовала. За эоценовое время, особенно верхнеэоценовое и эпоху предолигоценовой регрессии, наиболее зрелые горизонты коры выветривания — глиноземный и каолиновый, а также переходный к последнему были на водосборных площадях Южно-Украинского бассейна постепенно смыты. Обнажились более низкие — монтмориллонитовый и гидрослюдисто-монтмориллонитовый горизонты элювия, находившиеся на щелочной стадии. Того же типа горизонт размывался и на Мангышлаке. На водосборах же Чиатурского месторождения кора выветривания только начинала формироваться. Все это и обусловило отделение Mn от Fe уже в коре выветривания пород, несколько обогащенных марганцем (2—10 кларков) и создало монометаллические марганцевые руды в бассейне.

В том же направлении действовала и общая историко-геологическая обстановка олигоценового времени, особенно нижнего олигодена. Как было показано в главе I, она отличалась сочетанием прогрессирующего усиления тектонических движений с некоторым похолоданием климата в одних местах (Украина, Закавказье), аридизацией в других (Мангышлак). На развитие коры выветривания обе эти особенности действовали в одном направлении. Они вызывали задержку формировавшегося элювия на щелочной стадии и тем самым реализовали вторую предпосылку, необходимую для массовой и длительной миграции марганца при задержке железа в коре выветривания.

Итак, и общая картина распределения Mn и Fe в осадках олигоценового моря, и физико-химические данные об условиях отделения Mn от Fe, и историко-геологические условия, характерные для олигоценового времени на юге СССР согласно свидетельствуют о том, что отделение Mn от Fe происходило действительно не с путей миграции обоих элементов, а еще в коре выветривания на водосборных площадях. Отделение марганца от железа при транспортировке в речных водотоках имело совершенно ничтожное значение, а вернее, не имело его вовсе, благодаря малой длине этих водотоков, что непосредственно вытекает из палеогеографических карт олигоценового времени (см. фиг. 82, 83, 100, 101).

4. О характере «рудобразующих растворов» и их осаждении в олигоценовом бассейне

Если марганец с сопутствующими ему элементами отделялся уже в коре выветривания, то мы можем составить себе представление и о характере «рудобразующих растворов» и их осаждении в олигоценовом бассейне.

В самом деле, каждое нижнеолигоценовое рудное месторождение является, как мы знаем, строго локализованным в пространстве телом, за пределами которого, после ограниченной по ширине переходной зоны, лежат породы со строго кларковыми содержаниями Mn, Fe, а также малых элементов. Это тело возникло за счет специфического состава поступающего с берега комплекса веществ, быстро осаждавшихся в благоприятных палеогеографических условиях на ограниченном пространстве. Отсюда явствует, что средневзвешенный состав марганцевых руд в каждом месторождении должен близко отвечать составу веществ, за счет которых они сформировались.

По принятой в рудной геологии терминологии мы можем назвать этот вещественный комплекс рудным раствором. Но это был своеобразный раствор. В нем были не только собственно растворенные вещества, особенно марганец, но, несомненно, и взвешенные, терригенные. Об этом свидетельствует присутствие в марганцевых рудах не только аутигенных компонентов, собственно руды и образующих, но и компонентов обломочных — песчаных, алевитовых и глинистых частиц, которые несут в себе некоторые количества Fe, Mn, P, V, Cr, Co, Ni, Cu и других элементов (см. главу IV). Поэтому термин «рудный раствор» имеет в данном случае условное значение и является просто кратким обозначением всей суммы веществ, действительно растворенных и взвешенных, за счет которых возникли руды.

Чтобы нагляднее выявить специфику рудного раствора, средние содержания в рудах Fe, P, V, Cr, Co, Ni, Cu были рассчитаны на 1% марганца и выражены в десяти тысячных долях единицы (табл. 129).

Таблица 129

Содержание (в 10^{-4} %) элементов на 1%, или 10000 частей, марганца в рудах и вмещающих породах

Месторождение	Fe	P	Ni	Co	Cu	V	Cr
Южно-Украинский бассейн:							
руды	308	33	3	1	0,95	3	0,3
вмещающие породы (глины)	677 000	25 370	720	320	540	2500	1300
замещающие породы (глины)	2 630 000	19 230	2100	1070	610	1100	540
Члатуры:							
руды	250	8	23	0,7	3	3	0,3
вмещающие породы (глины)	540 000	6000	2240	690	300	980	350
замещающие породы (глины)	980 000	7000	2135	495	235	950	2200
Мангышлак*:							
руды	1000	8	5	2	2,5	3	1
вмещающие породы (але- виты)	—	—	640	90	300	1270	680
Материнские для руд поро- ды — магматические и их метаморфизованные аналоги:							
средние породы	487 500	13 333	458	83	600	833	416
основные породы	428 000	7000	300	225	500	1000	1000

* Так как анализированные руды Мангышлака представляли собой стяжения, сильно обогащенные в диагенезе Mn и некоторыми малыми элементами, состав рудного раствора в таблице, вероятно, отклонялся от истинного в сторону обогащения Mn, Ni и другими микроэлементами.

Как видим, на 10 000 единиц марганца в рудном растворе приходится всего 308 частиц железа, 33 — фосфора и единицы Ni, Co, Cu, V, Cr. При этом надо иметь в виду, что Fe, P и малые элементы частично (на четверть — треть) шли не в виде растворов, а в составе взвеси терригенных частиц, а некоторые (V, Cr) — практически целиком в виде взвеси. Стало быть, в рудном растворе отдифференцированность растворенного марганца от сопровождающих его элементов была выражена даже сильнее, чем это непосредственно видно в табл. 129.

Сопоставим теперь соотношения элементов в марганцевых рудах и в средних и основных магматических породах и их метаморфизованных аналогах, часто являвшихся материнскими для руд породами. На 10 000 единиц марганца в этих породах приходится сотни тысяч единиц железа

и сотни единиц малых элементов. Разница огромная! Она дает наглядное представление о том, насколько интенсивно должно было протекать селективное выщелачивание марганца в щелочной коре выветривания материнских пород для того, чтобы получить тот рудный раствор, за счет которого формировались олигоценовые руды юга СССР.

Достаточно наглядно и сопоставление количеств Fe, P и малых элементов на 1 % марганца в рудах и во вмещающих породах. В последних отношения Mn к Fe, P, Ni, Co, Cu по существу того же порядка, что в материнских (магматических) породах, либо слабо изменены сравнительно с ними.

Опираясь на данные по современному осадкообразованию и составу руд, можно с известной долей вероятности представить себе абсолютную концентрацию марганца (в мг/л) в условном рудном растворе. Мутность современных равнинных рек обычно низка и измеряется 20—40 мг/л, редко выше. Нижнеолигоценовые водосборы Южно-Украинского рудного бассейна были, несомненно, также равнинны, и, стало быть, мутность тогдашних рек здесь должна была колебаться в тех же пределах, что и рек современных. А так как средние содержания марганца в южно-украинских рудах в среднем составляют 25—22 % массы руды, то, очевидно, в рудных растворах, стекавших с Азовско-Подольского щита и осаждавшихся на дно, количество растворенного марганца должно было быть 5—10 мг/л. То же относится и к Чиатурскому месторождению. Но на Мангышлакском месторождении, где первичные средние содержания марганца составляют всего лишь 2,5 % пород, количество растворенного марганца в рудном растворе было порядка 0,5—1,0 мг/л или даже меньше. Напомним, что кларковое содержание марганца в речных водах колеблется в настоящее время в пределах 0,008—0,08 мг/л (среднее 0,02 мг/л). Получается, что рудные растворы марганца в олигоценовое время были достаточно концентрированы, что возможно, конечно, лишь при миграциях марганца в двухвалентной — бикарбонатной — форме.

Что касается содержания марганца в воде тех заливов или прибрежных частей олигоценового моря, где происходило формирование марганцевых руд, то полезные наведения здесь дают современные водоемы, накопляющие марганец (см. часть первую). В них концентрации марганца около 0,001 мг/л. Олигоценовый водоем и его заливы, а также рудообразующие участки шельфа принадлежали, как мы знаем, к числу нормально аэрируемых, богатых кислородом бассейнов, и потому вода их по содержанию марганца едва ли отличалась от воды современных морей. Таким образом, речные воды, стекавшие с водосборов и содержавшие до 5—10 мг/л двухвалентного марганца, поступали в богатые O₂ морские бассейны, где марганец был представлен ничтожными количествами (0,001 мг/л). Столь пересыщенные рудные растворы быстро окислялись, а возникшие гели осаждались на дно, захватывая с собой все сопровождавшие марганец малые элементы, а также и те, что имелись в самом бассейне; отделить первые от вторых трудно. Опять-таки по аналогии с современными накопляющими марганец бассейнами следует принять, что и в олигоценовых морях марганец осаждался не в виде MnO₂·nH₂O, как это допускалось ранее, а в виде сильно гидратированного псиломелана или вада. С этим, возможно, и была связана большая сорбционная емкость осаждавшегося гидрата, увлекавшего с собой большой комплекс малых элементов.

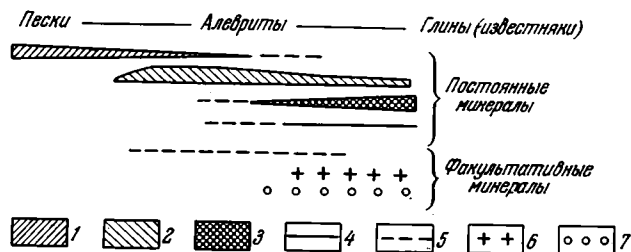
В ограниченных по размерам рудонакопляющих олигоценовых заливах и участках шельфа никакого отделения марганца от железа при разном марганцевого коагеля, естественно, не происходило. Сложный по составу коагель был практически однороден на всей площади рудного осадка. Но одно своеобразное, хотя относительно нерезко выраженное разделение вещества все же осуществлялось: *рудные компоненты осаждались быстрее*

и ближе к берегу, чем сопровождавший их терригенный материал. Доказательством такого рода фазовой дифференциации является то, что абсолютные массы марганца во всех нижнеолигоценых месторождениях сдвинуты в направлении к берегу относительно абсолютных масс и суммарных мощностей рудного пласта (см. главу IV).

5. О специфике парагенезов рудных минералов в марганцевых рудах и факторах, ее определяющих

Обращаясь к диагенезу марганцеворудных осадков, рассмотрим вначале процессы аутигенного минералообразования и факторы, его определявшие.

Чтобы нагляднее выявить эти процессы, напомним вначале парагенезы аутигенных минералов в марганцевых рудах и их отличие от парагенезов в оолитовых железных рудах, их точных аналогах. Вопрос этот был недавно подробно разобран одним из авторов монографии (Страхов, 1964б) и потому мы остановимся на нем кратко.



Фиг. 159. Размещение рудных минералов на поперечном сечении через железорудное месторождение

1 — гидроокислы железа; 2 — лептохлориты; 3 — сидерит; 4 — пирит;
5 — магнетит; 6 — пирротин; 7 — вивинанит

В табл. 130 приведены парагенезы минералов, фактически наблюдаемых в разных частях пластов железных и марганцевых руд или установленных в них в результате стадияльного анализа.

Как видим, парагенез железистых минералов в железных рудах отличается разнообразием минеральных групп. Это окислы и гидроокислы — гематит, гидрогематит, гидрогетит, гетит, магнетит; силикаты — глауконит и лептохлориты варьирующего состава; карбонаты — сидерит, сидероплезит и др.; сульфиды — пирит, марказит, иногда пирротин; наконец, фосфаты — вивинанит, анацит. Характерно, что входящие в эти группы минералы представляют собой обычно не индивидуальные соединения того или иного химического типа, а сложные изоморфные смеси: у гидроокислов — гидрогетиты разной обводненности; у лептохлоритов — минералы с разными содержаниями Fe^{3+} и Fe^{2+} ; у карбонатов — $FeCO_3$, $CaCO_3$, $MgCO_3$ и $MnCO_3$.

На поперечном профиле через железорудное месторождение видно обычно закономерное изменение минерального состава (фиг. 159). В зоне ближнего выклинивания, отвечающей пескам, в оолитах и цементе широко развит гидрогетит (или гематит), с которым ассоциирует шамозит, преимущественно или исключительно в цементе; иногда шамозита не бывает. Сидерита очень мало, чаще он отсутствует.

В средней части рудных месторождений, локализованной обычно в алевритах, количество гидрогетита снижается за счет замещения его хлоритами и сидеритом; в некоторых рудах встречается аутигенный магнетит (минетты). В зоне же дальнего выклинивания среди более тонкозернистых вмещающих пород особенно развит сидерит. Он образует здесь

Парагенезы аутигенных минералов в оолитовых железных рудах

Т а б л и ц а 130

Зона ближнего выклинивания		Средние части рудного поля и зона дальнего выклинивания				
		силикаты	карбонаты	сульфиды		
Руды	Fe	Гидрогетит, гидрогематит, магнетит, гематит, глауконит	Лептохлориты с разными отношениями Fe ³⁺ и Fe ²⁺	Сидерит с разными количествами MnCO ₃ , MgCO ₃ , CaCO ₃	Пирит, пирротин	
	Mn	Мало Много (манганит?) +	+	Родохрозит + кальциевый		
	P	Мало + Много — фосфоритовые желваки	+	+	Фосфоритовые конкреции Вивьянит и его производные, анапат	
	Малые элементы	Мало + Много +	+	Сульфиды As, Cu, Pb, Zn		
Рассеянные аутигенные минералы во вмещающих и замещающих породах		Гидрогетит, гидрогематит, гематит, глауконит	Лептохлориты с разными отношениями Fe ³⁺ и Fe ²⁺	Сидерит (сидероплезит и др.)	Пирит (мельниковит)	

Примечание. Плюс означает, что элемент не образует самостоятельного минерала, скрываясь в виде изоморфной примеси.

Парагенезы минералов в марганцевых рудах

Т а б л и ц а 131

Зона ближнего выклинивания			Средняя часть рудного поля и зона дальнего выклинивания			
Компоненты	Минералы	Окислы	Силикаты	Карбонаты	Сульфиды	Фосфаты
Mn	{Манганит, родохрозит	Манганит	Нет!	Родохрозит, Са-родохрозит, олигонит, манганокальцит	Нет! В единичных случаях гауэрит	Нет!
P	+	+	+	+	—	Курскит и манганофосфат? (на Мангышлаке)
Fe	Гидрогетит, гетит	—	Глауконит марганцовистый	FeCO ₃ как изоморфная примесь в карбонатах	Мельниковит, пирит, марказит	Нет
Малые элементы Co, Ni, Cu, Mo, W, Ba и др.	+	+	+	+ Барит	+?	Нет
Рассеянные аутигенные минералы во вмещающих породах	Гидрогетит, глауконит	Гидрогетит	Глауконит, лептохлориты с разными соотношениями Fe ²⁺ и Fe ³⁺	Сидерит?	Пирит, мельниковит	Курскит и др.

Примечание. Плюс означает, что элемент не образует самостоятельного минерала, но скрывается в виде изоморфной примеси, минус — сведений нет.

обычно цементную массу, в которой расположены шамозитовые оолиты, и в некоторой степени замещает оолиты. Кроме того, сидерит образует здесь более или менее значительные конкреции, не имеющие оолитового строения, и довольно крупные пластообразные тела мощностью до 30 см, протягивающиеся иногда на десятки метров. В качестве примеси к сидериту здесь встречаются шамозит, пирит или марказит, в редких случаях — пирротин и вивианит (керченские руды), галенит и сфалерит (лотарингские руды). В целом же наблюдается весьма характерная аутигенно-минералогическая зональность рудного тела: в области ближнего выклинивания оно наиболее окислено, при приближении к области дальнего выклинивания — все более редуцировано.

В неметаморфизованных и невыветрелых рудах марганца (табл. 131) встречаются лишь две группы марганцовистых минералов: окислы в виде манганита и карбонаты. Но в ряде случаев окисных минералов не бывает совсем, и первичными (диагенетическими) оказываются лишь карбонаты марганца (Больше-Токмакское месторождение). Силикаты и сульфиды марганца отсутствуют; только в Чиатурском месторождении А. Г. Бетехтин (1936) обнаружил гауэрит. Алабандин в неметаморфизованных марганцовых рудах не был встречен вообще. Таким образом, *парагенез собственно марганцовых минералов в марганцовых рудах резко обеднен сравнительно с парагенезом железистых минералов в оолитовых железных рудах*. В этом характернейшее отличие марганцовых руд от руд железных, имеющее, как увидим ниже, огромное значение для понимания механизма формирования парагенезов диагенетических минералов. На поперечном сечении через марганцоворудное тело распределение аутигенных марганцовых минералов в разных месторождениях значительно варьирует (см. фиг. 115). Так, в Чиатурах до их выветривания наблюдался постепенный переход от манганитовых руд в зоне ближнего выклинивания к чисто карбонатным — Са-родохрозитовым — в зоне дальнего выклинивания. В Южно-Украинском бассейне самостоятельной манганитовой зоны в полосе ближнего выклинивания, по-видимому, не было; разрез рудного горизонта здесь представлял собой переслаивание карбонатных и манганитовых руд с преобладанием первых; на средних частях рудных площадей манганит постепенно убывал и руда становилась чисто карбонатной. В Больше-Токмакском же месторождении диагенетической манганитовой фации также не было; она нацело вытеснялась карбонатной. Таким образом, парагенез аутигенных марганцовых минералов в марганцовых рудах был не просто обедненным сравнительно с парагенезом в рудах железных, но и своеобразно измененным. Изменение вызывалось резким развитием карбонатов, которые как бы «съедали» все прочие минеральные группы.

Бросается в глаза и еще одна особенность. Парагенез марганцовых минералов одинаков и в марганцовых накоплениях, и в оолитовых железных рудах, когда они содержат повышенные количества марганца. Точно так же железо в марганцовых рудах находится в совершенно тех же аутигенно-минералогических формах, что и в оолитовых железных рудах. Те же формы — окислы, силикаты, карбонаты, сульфиды железа — повторяются и в породах, вмещающих марганцовые и железные руды. Это означает, что между парагенезами аутигенных минералов в оолитовых железных рудах и в рудах марганцовых нет качественного, т. е. принципиального отличия. Парагенез минералов железных руд переходит в парагенез руд марганцовых путем чисто количественных изменений — увеличения содержания минералов марганца и вытеснения ими минералов железа, и наоборот.

Обратимся теперь к механизму, контролировавшему формирование диагенетических минералов в железных и марганцовых рудах.

Два вопроса подлежат здесь рассмотрению.

Из таблиц 130 и 131 явствует, что подавляющая масса аутигенных минералов в обоих классах руд представлена соединениями двухвалентных железа и марганца. Между тем из хорошо аэрированной наддонной воды оба эти элемента поступали на дно, несомненно, в виде соединений более высокой валентности: Fe^{3+} и Mn^{4+} , а когда поступало Fe^{2+} , оно окислялось до Fe^{3+} при длительном нахождении в окислительной зоне осадка (см. часть первую, гл. II).

За счет какого же компонента происходила в осадке редукция Fe^{3+} в Fe^{2+} и Mn^{4+} в Mn^{2+} ? И почему при редукционных превращениях набор типов диагенетических минералов марганца в рудах всегда гораздо беднее набора аутигенных минералов железа? Почему, в частности, нет ни силикатов, ни сульфидов марганца, тогда как силикаты и сульфиды железа всегда присутствуют, а первые часто сильно развиты?

В свете общих представлений о диагенезе (Страхов, 1953, 1954, 1960), единственным компонентом осадка, способным фигурировать в качестве редукцента железа и марганца, было, конечно, органическое вещество. Зная среднее содержание Fe^{2+} или Mn^{2+} в разных точках рудного пласта, можно подсчитать, сколько было израсходовано $C_{орг}$ на превращение в диагенезе Fe^{3+} в Fe^{2+} и Mn^{4+} в Mn^{2+} . Получаются изменчивые, но в общем значительные цифры: от 0,5—1,0% $C_{орг}$ в прибрежной полосе пласта, где Fe^{2+} (или Mn^{2+}) мало, до 5—6% $C_{орг}$ в наиболее удаленной от берега зоне руд, где практически все железо или марганец (28—35%) находится в закисной форме. Современные же, т. е. остаточные, содержания $C_{орг}$ в рудах невелики, колеблясь около $0,5 \pm 0,2\%$. Это означает, что подавляющая масса органического вещества, первично находившегося в рудном осадке, исчезла, израсходовавшись на процессы редукции.

Учитывая, что в рудном осадке было очень много окислителя (Fe^{3+} или Mn^{4+}), легко отдававшего кислород редуценту, такое интенсивное «сгорание» органического вещества в диагенезе само по себе, естественно, удивлять не может. Поразительная ситуация возникает, однако, при сопоставлении первичных количеств $C_{орг}$ в рудах и во вмещающих и замещающих породах. В межрудных песках с обычным содержанием железа или марганца современный (т. е. остаточный) $C_{орг}$ исчисляется немногими десятками долями процента, в алевритах — несколько выше, в глинах — до 1% (Debyser, Rouge, 1956). Все это обычные кларковые количества; такие же концентрации $C_{орг}$ свойственны и отложениям, замещающим железную или марганцевую руду по простиранию. Учитывая расход $C_{орг}$ на редукцию Fe^{3+} и Mn^{4+} в межрудных и замещающих руду отложениях, количество $C_{орг}$, первично присутствовавшего в этих осадках, приходится оценивать величинами не более 0,7—1,5—2%. Это намного меньше, чем первичное содержание $C_{орг}$ в рудных слюях.

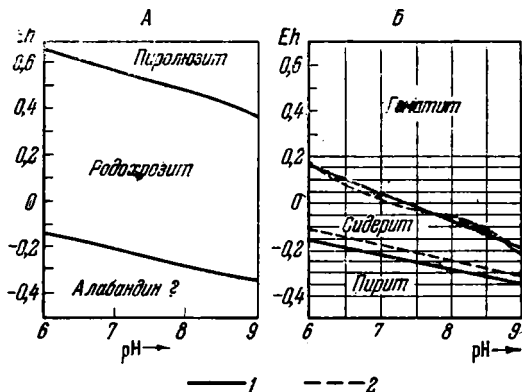
Таким образом, получается, что рудный осадок, как железный, так и марганцевый, первично был резко обогащен органическим веществом относительно переслаивавшихся с ним межрудных и замещавших руду отложений; но это избыточное в руде органическое вещество в подавляющей части было затем израсходовано в процессе редуцирования Fe^{3+} в Fe^{2+} или Mn^{4+} в Mn^{2+} .

Естественно встает вопрос: каким путем было возможно накопление больших избыточных масс органического вещества только в самом рудном пласте при отсутствии их в синхроничных замещающих отложениях? Думается, что механизм был следующий (Страхов, 1965б). Формирование рудного осадка происходило в мелководных условиях в зоне, характеризовавшейся во всех бассейнах обильным планктоном. При отмирании клеток и их быстром гидролизе в воду поступало много весьма активных растворимых органических соединений типа кислот, кетонов и т. п. Приносимые с берега реками растворы железа и марганца, окисляясь в соленой морской воде, коагулировали и при этом сорбировали много раство-

ренных органических соединений, которые потом в осадке переводили Fe^{3+} в Fe^{2+} и Mn^{4+} в Mn^{2+} . Иными словами, *железо и марганец в ходе рудной седиментации как бы сами запасали редуценты для своих преобразований в диагенезе.*

Но если сам процесс редуцирования Fe^{3+} в Fe^{2+} и Mn^{4+} в Mn^{2+} протекал в железорудных и марганцовых осадках одинаково, то дальнейшая судьба закисных форм обоих металлов была резко различна. Закисное железо образовывало и силикаты, и карбонаты, и сульфиды, закисный же марганец — лишь карбонаты. Почему так?

Сопоставим поля устойчивости окислов, карбонатов и сульфидов железа и марганца на диаграммах Крамбайна и Гаррелса (Krumbein, Garrels, 1952; Гаррелс, 1962). Для удобства они сведены в один рисунок (фиг. 160).



Фиг. 160. Расчетные диаграммы равновесий минералов в морской воде

А — поля устойчивости марганцовистых минералов (по Marchandise, 1956); Б — поля устойчивости железистых минералов (по Krumbein и Garrels, 1952). Границы между минералами: 1 — железистыми; 2 — марганцовистыми

При первом же взгляде на комбинированную диаграмму (Б) становится очевидным очень большое сходство полей у Fe и Mn. Это обстоятельство доказывает, что причина разного характера аутигенного минералообразования в железных и марганцовых рудах лежит не в режиме Eh—pH, а в чем-то ином, а именно: в реальных соотношениях минералообразующих ионов в растворе. По Краускопфу, «в полях устойчивости $MnCO_3$, $MnSiO_3$ и Mn_3O_4 будет образовываться соединение (или соединения) в зависимости от того, какие присутствуют анионы: $MnCO_3$, если концентрация карбоната превышает концентрацию кремнекислоты, $MnSiO_3$, если в избытке находится кремнекислота, и Mn_3O_4 , если оба эти аниона содержатся в небольшом количестве» (Краускопф, 1963, стр. 262). В современных морях, как известно, содержание растворенной SiO_2 в наддонной воде всего 0,5—2 мг/л, а ΣCO_2 в разных формах около 80 мг/л; в иловой воде кремнезема — до 40—60 мг/л, CO_2 — до 150—180 мг/л. Таким образом, количество SiO_2 всегда уступает содержанию CO_2 . Те же соотношения, по всем данным, существовали (и были даже более резко выражены) в древних бассейнах по крайней мере с альгонка. Вот почему первичных силикатных руд марганца за весь исторический период не возникало, а формировались лишь руды карбонатные. *Обилие CO_2 (в разных формах) в иловой воде подавляло генерацию в диагенезе силикатов марганца.* Иначе говоря, силикаты марганца в поверхностных условиях неустойчивы и потому диагенетических руд не образовывали. Силикаты железа в тех же условиях более устойчивы, поэтому и формировались оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые рудные накопления. Так, в одних и тех же практически полях Eh — pH в парагенезе железных руд представлена большая группа железистых силикатов, а в парагенезе марганцовых руд марганцовистая силикатная группа отсутствует.

Все силикаты марганца (родонит, бустамит и пр.), когда они присутствуют в марганцовых рудах, возникли исключительно в месторождениях, подвергшихся более или менее значительному региональному или контак-

товому метаморфизму, а также в гидротермальных жилах. Силикаты марганца в этих условиях, очевидно, становятся устойчивее его карбонатов.

Отсутствие силикатов марганца в марганцевых рудах влечет за собой, как неизбежное следствие, наличие в осадке этих руд свободного кремнезема, который констатируется то в виде опала, то в виде несколько перекристаллизованных его разновидностей. Этот опал был внесен в осадок еще в стадию седиментогенеза в виде скелетных остатков кремнистых животных. Но в диагенезе железорудного осадка он был израсходован на формирование лептохлоритов. В диагенезе же марганцеворудного осадка опал не расходовался на марганцевые рудные минералы, а стал микроскопически улавливаемой составной частью руды.

В рудном парагенезе отсутствие сульфидов марганца, при наличии пирита, имеет другую причину.

Как видно из фиг. 160 Б, MnS формируется при несколько более низких значениях Eh, чем FeS_2 . Но различие в пролегании границ карбонатов и сульфидов на этой диаграмме невелико, и потому едва ли именно его следует считать решающей причиной отсутствия сульфидов марганца в марганцевых рудах¹.

Иначе будет обстоять дело, если принять во внимание растворимость сульфидов железа и марганца. По данным Брунера и Завадского (Чухров, 1955), растворимость MnS составляет $3,8 \cdot 10^{-8}$ мол/л, а FeS — $3,9 \cdot 10^{-10}$ мол/л; те же соотношения указываются и К. Краускопфом. Таким образом, растворимость сульфида марганца в 100 раз выше, чем сульфида железа. Поскольку же содержание SO_4^{2-} в иловой воде невелико и, значит, ионов S^{2-} также немного, естественно, что они успевают целиком или почти целиком связаться с железом, образуя очень мало растворимый гидротроилит, в составе которого и уходят из иловой воды. А так как железа даже в марганцеворудном осадке все же достаточно много, то этот процесс создает перманентный дефицит S^{2-} в иловой воде, не позволяющий сульфиду марганца достигнуть насыщения илового раствора и перейти в твердую фазу. Стало быть, *реальной причиной отсутствия в марганцевых рудах сульфидов марганца, при наличии сульфидов железа, является стократно большая растворимость первых по сравнению со вторыми.*

В редчайших случаях, однако, гауэрит (MnS_2) все же наблюдается и в осадочных рудах марганца (алабандин никогда не констатировался). MnS_2 был, например, установлен А. Г. Бетехтиным в рудах Чиатурского месторождения. К сожалению, указание на наличие гауэрита имеет очень общий характер. Особенно досадно, что нет ни валового анализа руды, где он был встречен, ни количеств содержащегося в ней железа и Mn_2S . Все же можно думать, что гауэрит развивался лишь на тех участках рудного пласта, где содержание железа было резко понижено, а редукция SO_4^{2-} достаточно сильно выражена. В такой ситуации, конечно, было возможно возникновение избыточного количества S^{2-} .

Исключение из парагенеза диагенетических силикатов и сульфидов марганца, особенно первых, автоматически влечет за собой резкое расширение карбонатной фации марганцевых руд. Она действительно «съедает» силикатную фацию, всегда присутствующую в оолитовых железных рудах, аналогах марганцевых. Только в области ближнего выклинивания еще сохраняется иногда манганитовая фация, развившаяся за счет редукции седиментационного псиломелана. Но иногда карбонаты «съедают» нацело и эту фацию, как это имеет место, например, в Больше-Токмакском месторождении. Причиной захождения карбонатной фации в область ближнего выклинивания является, вероятно, несколько большая пелагическая сдви-

¹ К тому же FeS , аналог алабандина, более растворим, чем Fe_2S_3 , и потому границы $FeS/FeCO_3$ на диаграмме должна лежать ниже границы $FeS_2/FeCO_3$. Возможно, что границы $FeS/FeCO_3$ и $MnS/MnCO_3$ вообще тождественны или очень близки.

нутость марганцовых руд сравнительно с железными, т. е. несколько большее тяготение их к тонкозернистым и более богатым $S_{орг}$ отложениям, по природе своей приспособленным к существованию закисных форм марганца.

Не исключено, однако, что обширное развитие карбонатных руд марганца в известной степени обусловлено более широким полем родохрозита на физико-химической диаграмме (см. фиг. 160 А), как это рассчитано Г. Маршандизом (Marchandise, 1956), если только, конечно, его расчеты более правильны, чем расчеты Крамбайна и Гаррелса.

Итак, своеобразие состава аутигенной минералогии олигоценовых марганцовых руд (равно как и других осадочных руд марганца) коренится не в режиме Eh — pH рудного осадка (поля этих параметров весьма близки у руд Fe и Mn), а в материальном балансе, свойственном марганцеворудному осадку. Силикаты Mn не возникали потому, что в иловой воде было значительно больше CO_2 (в разных формах), чем SiO_2 . Сульфиды же не формировались в силу их стократно большей растворимости сравнительно с сульфидами железа, при общем малом содержании («запасах») S^{2-} в иловой воде.

6. Диагенез как рудообразующий фактор в формировании олигоценовых руд

Помимо генерации аутигенных минералов, процессы диагенеза, как известно, имеют еще рудообразующий эффект, создавая в ряде случаев повышенные содержания рудного элемента в руде.

При формировании олигоценовых марганцовых руд юга СССР это рудообразующее действие диагенеза проявлялось сложным и противоречивым путем. При начале редукции, когда первичный псиломелановый осадок превращался в манганитовый, содержание марганца в рудных минералах несколько повышалось за счет освобождения нового минерала от K, Ca, Na и других ингредиентов. В тех случаях, когда в области ближнего выклинивания редукционные процессы останавливались на манганитовой стадии и возникала прибрежная полоса манганитовых руд, как, например, в Чиатурах, эта зона становилась несколько более богатой марганцевым компонентом сравнительно с исходным осадком. Но когда редукция марганца шла дальше и манганит превращался в родохрозит, кальциевый родохрозит, местами в манганокальцит, то содержание марганца в рудных минералах вновь понижалось до уровня более низкого, чем в первоначальном рудном осадке. Это вытекает из расчетов, сделанных в главе II этой части книги. Было показано, что при разрушении карбонатных марганцевистых минералов и превращении Mn^{2+} в Mn^{4+} содержание марганца в пиролюзите повышалось от 1,26 до 3 раз, в зависимости от обогащенности карбонатного минерала $CaCO_3 + MgCO_3 + FeCO_3$. Стало быть, при обратном диагенетическом преобразовании окисной формы марганца в родохрозитовую происходило обеднение рудного компонента с таким же приблизительным количественным выражением. Этот процесс разубоживания всегда наиболее интенсивно проявлялся в более удаленных от берега частях рудного горизонта, но нередко захватывал в большей или меньшей степени и область ближнего выклинивания, где первоначальный псиломелановый осадок преобразовывался в чередование пластообразных линз родохрозита и манганита либо во вкрапленность последнего в родохрозитовую цементирующую массу, как это происходило на Западной и Грушевско-Басанской рудных площадях Южной Украины. Но иногда вся масса первичного рудного осадка даже в зоне ближнего выклинивания превращалась в ходе диагенеза в карбонатную форму, как, например, в Больше-Токмакском месторождении; в этих случаях понижалось качество руды на всей рудной площади.

Откуда же черпались при этом те массы $MgCO_3 + CaCO_3$, которые особенно разубоживали в диагенезе рудный осадок? Источников их было два. Один из них — диффузионное натягивание Ca^{2+} и Mg^{2+} из наддонной воды в иловую по мере того, как оба эти компонента убывали из последней в процессах формирования родохрозита и Са-родохрозита; другой — растворение известковых раковин моллюсков и фораминифер, первоначально захороненных в рудном илу. Второй процесс был, по-видимому, даже главным. Именно он являлся причиной бедности известковыми раковинными остатками современных карбонатных руд и разрушенности тех раковин, какие в небольшом количестве в рудах еще присутствуют.

Если бы диагенез марганцовистых осадков ограничился только описанными минералогическими преобразованиями, то его рудообразующий эффект был бы целиком отрицательным: *порода содержала бы значительно более низкий процент марганца в рудном компоненте, чем в исходном осадке.* Но в ходе диагенеза всегда происходило интенсивное перераспределение рудного компонента осадка с образованием оолитов, пизолитов, конкреций, кусковой руды и возникла вкрапленная текстура руды. При этом содержания марганца во всех типах выделений значительно повышались по сравнению с вмещающей массой. *Происходило обогащение руды.* Даже в первично богатом марганцем осадке, как, например, в Южно-Украинском бассейне, содержание марганца в мытой руде, т. е. состоящей из разнообразных выделений, как мы знаем, повысилось в 1,14—1,64 раза против первоначального. При более бедном исходном осадке процессы перераспределения усиливались, возрастал и их рудообразующий эффект. Так, в Чиагурах в ходе диагенетического перераспределения рудного компонента возникло сложное петельчато-линзообразное строение рудного горизонта, когда марганец, уйдя из одних участков первично однородного (или почти однородного) рудного пласта, усиленно сосредоточился в других. Среднее седиментационное содержание марганца повысилось от 13,2 до 24,5% в рудных линзах, а в богатых марганцем выделениях до 35—45%. Диагенетическая концентрация при образовании рудных линз составляла здесь $1,90 \left(\frac{24,5}{13,2} \right)$, а при возникновении богатых руд — $2,6 - 3,4 \left(\frac{35}{13,2} \text{ и } \frac{45}{13,2} \right)$. На Мангышлакском месторождении [на участке Сартаган при исходном среднем содержании марганца в осадке 2,72% возникли рудные линзы со средним содержанием марганца в рудах около 14%, что дает коэффициент концентрации 5,1.

Как видим, *пространственное перераспределение новообразованных рудных минералов с избытком погашало отрицательный рудообразующий эффект диагенетического минералообразования, и после диагенеза марганцевые руды становились более высококачественными сравнительно с исходным рудным осадком.* Однако этим рудообразующее действие диагенетического перераспределения марганца в олигоценовых осадках не ограничивалось. Лабинское месторождение, как мы знаем, сформировалось благодаря интенсивному латеральному перемещению марганца из более тонкозернистых глинисто-алевритовых осадков авандельты в пески подводной части дельты. В данном случае месторождение возникло в первоначально пустых породах за счет поступления марганца со стороны, из соседнего участка.

Подчеркивая еще раз огромную роль диагенеза в формировании олигоценовых руд юга СССР, напомним, что все же существует некий нижний предел исходных содержаний марганца в первичных осадках, ниже которого, если исключить латеральное поступление марганца, даже весьма напряженное перераспределение рудного компонента руд не создавало. Марганцеворудный процесс останавливался на стадии зачаточного или неразвитого. Таким пределом являются, по-видимому, исходные седиментационные содержания марганца около 1% и ниже.

7. Особенности механизма формирования руд олигоценового типа сравнительно с современными. Причина их редкости в истории Земли

Рассмотрев с некоторой подробностью механизм формирования олигоценовых руд юга СССР, сопоставим его с механизмом возникновения марганцовых накоплений в современных морях, ибо это поможет глубже понять специфику и того и другого.

В современных морских и океанических бассейнах формирование марганцовых руд происходит, как указывалось (см. часть первую, главу V), двояким путем. В северных морях — Балтийском, Белом, Баренцевом, Карском — оно осуществляется на базе обычного кларкового содержания марганца в исходных отложениях. Определяющим моментом рудообразования является диагенетическая миграция $Mn + Fe$ из восстановительной зоны осадков в окислительную, где затем, помимо общего обогащения окислительного слоя названными элементами, происходит еще стягивание их в конкреции. При обоих этих процессах более геохимически подвижный марганец резко обгоняет менее подвижное железо и избыточно накапливается в осадках окисленного слоя, особенно же в конкрециях. По механизму возникновения марганцовые руды в современных водоемах могут быть только биметаллическими, железо-марганцовыми, притом бедными марганцем. Точно так же по механизму формирования они неизбежно становятся эфемерными (временными) образованиями, нацело исчезающими («рассасывающимися») при дальнейшем накоплении осадков, либо оставляющими после себя лишь ничтожные следы. В формировании этого генетического типа руд решающую роль играет органическое вещество, создающее восстановительную зону осадка под окислительной и тем самым приводящее в движение большие массы кларкового марганца.

Океанические марганцовые руды также возникают на базе обычных кларковых содержаний Mn (и Fe), поступающих с суши по речным артериям в океаны. Но ввиду огромных размеров водоемов в их пределах развивается отчетливо выраженное фракционирование внесенного материала, или его осадочная дифференциация, благодаря которой в пелагические зоны океанов поступают и накапливаются в их илах повышенные количества более геохимически подвижных элементов — Mn , Co , Ni , Cu , Mo , Pb , Zn и др. Перераспределение этих элементов в диагенезе и создает своеобразные железо-марганцовые руды, резко обогащенные названными микроэлементами. Подчеркнем, что в данном случае формирование руд происходит вне заметного влияния организмов, в окислительных условиях, чисто физико-химическим (или коллоидно-химическим) путем.

Отсутствие заметных редуцирующих процессов в толще пелагических отложений делает устойчивой окислительную среду в них и тем самым сохраняет длительно даже в геологическом аспекте возникшие железо-марганцовые руды.

Механизм формирования олигоценовых руд резко отличен от обоих охарактеризованных. Основу его составляла резко усиленная подача марганца с водосборных площадей, в сочетании с физико-географической обстановкой в прибрежной зоне моря, благоприятствовавшей улавливанию здесь поступивших масс марганца, а не рассеиванию их по всей акватории олигоценового моря. Процессы отделения марганца от железа при возникновении руд были резко выражены, но происходили они не в путях миграции рудных растворов, как в современных океанах, а в коре выветривания материнских пород на водосборах. Органическое вещество в возникновении руд играло огромную роль, и не только потому, что редуцировало Mn^{4+} в Mn^{2+} на всей площади рудного осадка или только в более глубоководной ее части. Редуцированный бикарбонатный марганец испытал интенсивное перераспределение внутри рудного горизонта и сформировал

богатые линзы, лежащие среди пустых или почти пустых пород, а внутри линз — вкрапленную текстуру руд с весьма богатыми марганцем выделениями в виде оолитов, пизолитов, конкреций, желваков, кусковой руды, линз сплошной руды. При возникновении стяжений марганец дополнительно обогащал их, и здесь в своеобразной форме как бы продолжалось и усиливалось то отделение марганца от железа, которое в решающей степени произошло еще в коре выветривания на водосборах. Очень важной особенностью механизма формирования олигоценых руд было то, что все перераспределение марганца в диагенезе происходило не между окислительной и восстановительной зонами (как в современных морях) и не внутри окислительной зоны (как в океанах), а *целиком внутри зоны восстановительной*.

Специфика формирования олигоценых руд сравнительно с современными морскими столь значительна, что мы с полным основанием можем говорить *об особом генетическом типе олигоценового марганцеворудного процесса и отвечающем ему олигоценовом типе марганцевых руд*. Если раньше (см. главу IV) он нащупывался через своеобразие вещественного состава олигоценых руд, то сейчас мы видим всю отличавшую его динамику.

Нет сомнения в том, что описанным путем возникали не только олигоценые руды юга СССР, но и палеоценовые руды Северного Урала, пермские руды Улутеляка. Но этими примерами и исчерпываются достоверные представители олигоценового типа марганцеворудного процесса для СССР, на материале нам ближе знакомом. Отчетливые проявления этого типа, следовательно, оказываются довольно редкими, и неизбежно встает вопрос: что же определяет эту редкость?

Она обусловлена гораздо большей сложностью условий, необходимых для его реализации. Уже неоднократно выше отмечалось, что рудный процесс в гумидной зоне кратко выражается формулой

$$R = f(\alpha, \beta, \gamma, \delta, \varepsilon).$$

Для марганцеворудного процесса олигоценового типа, кроме пяти указанных факторов, требуется наличие еще трех дополнительных: присутствие на водосборах пород, обогащенных в некоторой мере марганцем (2—10 кларков); длительное удержание коры выветривания на щелочной стадии, благоприятствующей выносу из нее марганца, но задерживающей железо, что, в свою очередь, обуславливается определенным сочетанием тектонического режима и климатических условий; наконец, достаточная придвинутость источников металла к бассейну, что помогло бы дойти до последнего массам отдифференцированного марганца.

Среди этих трех дополнительных условий особенно важно второе: длительное удержание коры выветривания на щелочной стадии. Дело в том, что обычно щелочная стадия коры быстро сменялась кислой и это радикально меняло характер выщелачивания Fe и Mn. Появление кислого горизонта в верхней части элювиального профиля означало, что начиналась, кроме марганца, еще и миграция железа. При этом марганец, мигрировавший совместно с железом, происходил не из верхнего кислого горизонта коры, откуда выносилось железо (здесь марганец был уже достаточно вынесен на предыдущих стадиях), а из более глубоких горизонтов элювия, еще щелочных, где он только начинал миграцию.

Разная степень участия поверхностных и глубоких горизонтов коры выветривания в формировании рудных растворов обуславливала разную зараженность марганцем бассейновых руд — от преобладания его над железом до преобладания железа над марганцем. Но во всех этих случаях возникали не монометаллические, а биметаллические железо-марганцевые накопления.

Так как дополнительные условия не зависят друг от друга и от пяти указанных в выписанной выше формуле, то, естественно, их должное сочетание в истории Земли не может встречаться часто, и руды олигоценного типа действительно оказываются редкими. При этом общий ход историко-геологического процесса приводил к тому, что в одни моменты истории Земли дополнительные факторы для марганцеворудного процесса олигоценного типа реализовались на очень малых площадях и образовались единичные месторождения олигоценного типа (Улутеляк); в другие времена они возникали на многих участках какого-либо региона, но массы вынесенного марганца были ограничены (Северный Урал). И лишь один раз — в послерифейской истории — нужные условия реализовались на многих участках крупного региона и массы вынесенного марганца были огромны. Вот тогда-то и сформировались уникальные марганцевые месторождения юга СССР, поражающие исследователей своей колоссальностью. Эти руды казались и кажутся до сих пор удивительным и экзотическим явлением только потому, что не был осознан механизм их формирования и не были известны аналогичные явления у других членов гумидной триады. Но сейчас они обнаружены. Я имею в виду грандиознейшее многосот-миллиардное накопление железа в верхнем мелу и эоцене Западно-Сибирской низменности — единственное в послерифейской истории Земли; колоссальные массы бокситов в четвертичной коре выветривания современных тропиков, также не имеющие себе аналогов среди ископаемых бокситов; еще большее по масштабу накопление Fe и Mn в современных илах пелагических зон океанов. В свете этих фактов олигоценное накопление марганца на юге СССР теряет свою экзотичность. Оно занимает место в ряду других столь же огромных, уникальных и относительно кратковременных процессов рудообразования в триаде Al — Fe — Mn. И ключ к пониманию механизма, порождающего такие «экзотические» явления, нужно искать не в привлечении (вслед за Н. А. Соколовым, 1901) таких агентов, как, например, органический мир, т. е. появление специфических организмов-рудообразователей, а в углубленном изучении физико-химического и геологического механизма рудного процесса, что мы и пытались сделать в настоящей монографии.

8. О соотношениях марганцевых, железных руд и бокситов со стадиями развития коры выветривания на водосборах

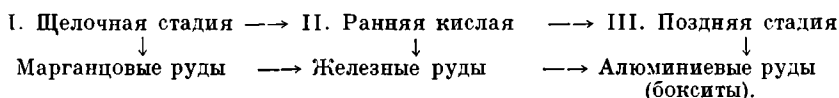
Представления о механизме олигоценного марганценакопления, развитые в этой главе, помимо частного значения — только для олигоценных руд, — имеют и более общий интерес, потому что помогают вскрывать некоторые пропущенные доныне стороны рудообразовательного процесса в гумидной триаде: Al — Fe — Mn. Речь идет о существовании разных соотношениях бокситов, железных и марганцевых руд со стадиями развития коры выветривания на водосборах. Элювиальные (латеритные) бокситы возникают, как известно, на самой конечной кислой стадии коры выветривания, а осадочные — озерные и морские — при последующем механическом переотложении латеритного горизонта. *И в том, и в другом случае предпосылкой для бокситообразования является именно этот чрезвычайно далеко зашедший элювиальный процесс.* При смыве и отложении в депрессиях, особенно карстового рельефа, «недозрелой коры» выветривания часто имеет место последующая бокситизация осадка промывающими его водами, т. е. дополнительное выветривание, доводящее его до высокой — кислой стадии.

Так или иначе, прямым или сложным путем бокситы связываются генетически с доведенным до конца выветриванием исходных пород.

Железные руды коррелируют во времени также с кислой стадией коры, притом такой ее вариацией, когда пониженное значение рН элювия сочетается с пониженной величиной Eh, разрешающей миграцию Fe^{2+} в виде бикарбоната. Такое сочетание особенно легко и быстро устанавливается при некотором заболачивании верхнего горизонта элювия. Этот заболоченный слой как бы экранирует нижележащие слои от проникновения в них кислорода воздуха и одновременно снабжает их большим количеством CO_2 и растворимых органических соединений, редуцирующих Fe^{3+} породы до Fe^{2+} .

Что касается руд марганцовых, то благоприятные условия для их формирования создаются, наоборот, в начале элювиального процесса, на щелочной его стадии, на водосборах с пониженными температурами региона или даже с некоторой ксерофитизацией климата, что и позволяет марганцу длительно и массово уходить из коры выветривания и более или менее значительно отделяться от железа, остающегося в коре и начинающего свою миграцию позже, на кислой стадии элювия.

Располагая элементы рудной триады по стадиям развития коры выветривания, получаем следующую схему:



Оказывается, что чем менее геохимически подвижен элемент, тем с более высокой стадией развития коры выветривания связано формирование его руд.

Эта закономерность позволяет понять специфику поведения марганца при бокситовом и железорудном процессах.

Связь накоплений марганца с бокситовым процессом слабая. В составе подавляющего большинства бокситов марганец находится в количествах либо ниже кларковых, либо отсутствует вообще. По А. Д. Архангельскому (1937), лишь в единичных месторождениях содержание марганца поднимается до 0,10—0,12% (Соколовское на Урале), 0,10—0,77% (Красная Шапочка на Урале), 0,10—1,23% (Енисейский кряж), 0,10—0,55% (режевские железо-алюминиевые руды Урала), 0,12—0,16% (Каракульское в Казахстане) и др. Образцы бокситов с содержанием марганца порядка нескольких процентов исключительно редки и связаны с небольшими горизонтами железо-марганцовых стяжений. Нужно заметить, что такие слегка концентрирующие марганец бокситы всегда богаты железом и иногда переходят в диаспор-шамозитовые или алюминиево-окисные железные руды. Концентратором марганца в данном случае является даже не главный, а дополнительный рудный компонент — железо. Такие соотношения хорошо гармонируют с генетическим типом бокситов, которые являются, как указывалось, либо самым зрелым горизонтом латеритной коры, либо механическим переотложением этого горизонта. В процессе формирования латеритной коры марганец, как показала Н. А. Лисицына (1968), обычно на 95—98% удаляется и лишь изредка в весьма локальных участках профиля задерживается во вторичных железистых стяжениях. Переотложение такой коры, даже с ее стяжениями, конечно, не могло дать сколько-нибудь заметных количеств марганца в бокситах.

Иначе обстоит дело с железными рудами любого типа: как седиментационными оолитовыми гидрогетит-шамозит-сидеритовыми, так и чисто диагенетическими — сидеритовыми (табл. 132). В этих рудах концентрация марганца всегда выше кларковой в 2—3, реже в 5—6, изредка же в десятки раз, тогда как кларк концентрации железа колеблется от 5 до 8—10 (см. табл. 132). Это означает, что при формировании оолитовых железных руд собственно железорудный процесс всегда и без исключений сочетался

Соотношения Fe и Mn в железных рудах разных типов

Месторождение и возраст	Fe	Mn	Mn : Fe	Литературный источник
	%			
Седиментационные оолитовые гидрогетит-шамозит- сидеритовые руды				
Пострифейские руды Северной Америки (среднее)	29,0	0,41	0,014	Лепп, Гольдич (Lerp a. Goldich, 1964)
Минетты Лотарингии (среднее)	34,07	0,33	0,0009	Они же
Юрские руды Англии	27,2	0,54	0,020	Сб. «Железорудные месторождения мира» (1955)
То же	30,9	0,23	0,007	То же
»	24,6	1,40	0,060	»
Керченские руды	34,6—39,8	1,0—1,99	0,028—0,051	А. У. Литвиненко (1964)
Фродингемские руды Англии	32,0	0,16	0,005	Сб. «Железорудные месторождения мира» (1955)
То же	28,0	1,72	0,061	То же
»	19,6	0,86	0,044	»
Западно-Сибирский бассейн Бачкарский горизонт: Западный участок	38,79	0,23	0,006	Сб. «Западно-Сибирский железорудный бассейн» (1964)
Восточный участок	35,66	0,18	0,005	То же
Южно-Колпашевское месторождение: Нарымский горизонт	20,27	0,14	0,007	»
То же	35,90	0,16	0,004	»
Парабель-Гузикское месторождение	33,20	0,21	0,007	»
То же	24,00	0,20	0,008	»
Диagenетические сидеритовые				
Дагестан				
Лагунно-болотные	34,88	0,49	0,014	З. В. Тимофеева (1963)
Морские придельтовые	22,36	0,39	0,017	Она же
Барово-дельтовые	19,60	0,27	0,014	»
Прибрежно-морские	14,76	0,25	0,017	»
Среднее			0,016	

с марганцеворудным. При этом, судя по процентным содержаниям марганца в железных рудах и по чаще всего встречающимся кларкам его концентраций, *марганцевый процесс бывал обычно, но не всегда, зачаточным.*

Очень низок и марганцевый модуль железных руд (0,001—0,020). Как правило, он ниже величин этого модуля в обычных осадочных породах (песках, глинах) и лишь изредка равен ему и еще реже его превосходит. И тем не менее абсолютные массы марганца, сосредоточенные в оолитовых железных рудах, огромны, что легко можно видеть из следующих сопоставлений. Среднее содержание марганца в рудах керченских мульд колеблется от 1 до 2%, на других же площадях того же бассейна — от 1 до 1,5% (Литвиненко, 1964). При общих запасах месторождения поряд-

ка $2,7 \cdot 10^9$ т, на долю марганца приходится $27 - 54 \cdot 10^6$ т, т. е. столько же, сколько в Мангышлакском марганцевом месторождении и намного больше, чем в Лабинском. Еще интереснее обстоит дело в огромном, недавно открытом Западно-Сибирском месторождении. Общие запасы этого месторождения, при учете руд с содержанием железа более 30%, оцениваются в $328 \cdot 10^9$ т, а при лимите в 20% — в 559 млрд. т (по другим оценкам, более $956 \cdot 10^9$ т). Поскольку марганца в этих рудах в среднем около 0,2%, общая масса его во всем месторождении составляет $1 - 2 \cdot 10^9$ т, т. е. столько же, сколько в некоторых самых крупных послерифейских — олигоценовых — марганцевых месторождениях. Именно поэтому оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды и следует считать одним из проявлений зачаточного марганцеворудного процесса, несмотря на низкий их марганцевый модуль.

У диагенетических сидеритовых руд марганцевый модуль также низок, но при огромных запасах этих руд (по крайней мере в некоторых случаях) количество сконцентрированного в них марганца также очень велико. Так, запасы каменноугольных сидеритов в Англии исчисляются $36 \cdot 10^9$ т. Даже при марганцевом модуле 0,0016 это составит $576 \cdot 10^6$ т, т. е. массу, отвечающую Чиатурам. А ведь массовые накопления сидеритовых руд вообще типичны для угленосных паралических толщ.

Итак, *зачаточный марганцеворудный процесс является обязательным при всяком развитом железнакоплении и в целом он «вылачивает» огромные массы марганца, которые потенциально могли бы дать самостоятельные месторождения.* Это своеобразное действие железнакопления в истории формирования марганцевых руд должно быть учтено при анализе осадочной геохимии этого элемента.

Что же делает обязательным сочетание нормального железорудного процесса с зачаточным марганцевым?

Переход коры выветривания на кислую стадию и заболачивание ее верхнего горизонта, необходимые для мобилизации из нее железа и формирования железных руд, происходят относительно рано при развитии элювиального процесса, когда из потенциально возможной (по условиям рельефа и положению базиса эрозии) мощности выветривающихся пород значительное выветривание испытала только ограниченная верхняя их часть. Ниже располагается достаточно мощная зона, где выветривание только начинается и находится на щелочной стадии. Здесь грунтовыми водами мобилизуется лишь марганец с сопутствующими ему наиболее геохимически подвижными микроэлементами, железо же еще иммобильно. В речных водах, дренирующих такую полуразвитую кору выветривания, объединяются продукты выщелачивания верхней кислой зоны, богатой железом, с водами нижней зоны — щелочной, обогащенной марганцем. И когда вынос железа становится достаточным для формирования руд, оказывается, что развитый железорудный процесс сочетается здесь с зачаточным марганцеворудным. При условии же, что материнские породы достаточно обогащены марганцем или щелочная зона коры выветривания достаточно велика и отдает в раствор много марганца, возникают железные руды, значительно обогащенные марганцем, как это произошло, например, в Керченском железорудном бассейне. Все эти соотношения предопределяются самим ходом элювиального процесса на водосборах и особенностями выветривающегося субстрата.

Заканчивая анализ генезиса олигоценовых руд юга СССР, естественно спросить: что же, в конце концов, обусловило их столь широкое распространение здесь и возникновение столь больших масс? Прежде всего — наличие в пределах этого региона больших, выхо-

дивших на поверхность площадей пород с повышенным содержанием марганца (2—10 кларков); затем, регионально выраженные поднятия конца эоцена—начала олигоцена, уничтожившие верхние кислые горизонты развитой к тому времени зрелой коры выветривания и обнажившие более низкие ее горизонты, находившиеся на щелочной стадии; и наконец, длительное удержание элювия на этой щелочной стадии, что было обусловлено продолжением поднятий, сочетавшихся с похолоданием климата в одних местах и некоторой ксерофитизацией его — в других. В удачном сочетании этих трех историко-геологических условий и заключается специфика олигоценового, особенно нижнеолигоценового времени, сделавшая его самой грандиозной марганцеворудной эпохой в послерифейской истории Земли.

Часть III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО МАРГАНЦОВОРУДНОГО ПРОЦЕССА И ЕГО СПЕЦИФИКА СРАВНИТЕЛЬНО С ДРУГИМИ ТИПАМИ МАРГАНЦЕНАКОПЛЕНИЯ

Среди марганцевых руд наряду с собственно осадочными существуют еще и околоочаговые вулканогенно-осадочные, возникшие на тех участках геосинклинальных зон, где был развит подводный, отчасти и наземный вулканизм. В литературе описано много достоверных месторождений этого типа, но лишь с рудногеологических позиций. Собственно геохимическое их изучение еще только начинается. Единственными, известными авторам работами, в которых поставлена цель выявить геохимию вулканогенно-осадочных руд, являются статьи Хьюитта и Флейшера (Hewett, Fleicher, 1960, 1963), а также Хьюитта (Hewett, 1966). Но, к сожалению, работы эти почти не вышли за рамки описания собственно вулканогенно-осадочных руд; в них не использован сравнительно-геохимический метод, неизучены в такой же мере собственно осадочные морские и океанские руды и потому эти публикации представляют интерес главным образом в своей фактической (аналитической) части. Важно продолжить геохимическое исследование вулканогенно-осадочных руд, но уже со сравнительно-геохимической точки зрения, с тем, чтобы выявить специфику вулканогенно-осадочного марганцеворудного процесса сравнительно с нормально-осадочным морским и пелагическим океанским. Именно это и является задачей заключительной части настоящей монографии.

Помимо данных, изложенных в предыдущих двух частях книги, она базируется в основном на материалах по советским достоверным вулканогенно-осадочным рудам, по которым удалось собрать около 90 образцов из 7 месторождений. Присоединяя к ним около 140 определений, опубликованных Хьюиттом и Флейшером по многим зарубежным месторождениям, получаем достаточный материал для того, чтобы надежно ориентироваться в поставленной задаче.

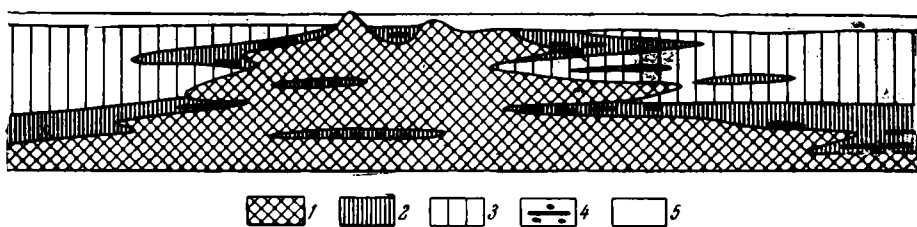
Но прежде чем обратиться к геохимии вулканогенно-осадочных марганцевых руд, напомним вкратце главнейшие черты их геологии.

1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ ДОСТОВЕРНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ РУД

Главным геологическим признаком, позволяющим говорить о вулканогенно-осадочном генезисе многих марганцевых руд, является их ярко выраженное тяготение к участкам подводного вулканизма (фиг. 161). Эти накопления локализуются частью внутри эффузивно-туфовых толщ, частью же у их верхней границы или на горизонтальном выклинивании. Имеются случаи, когда вулканогенно-осадочные марганцевые руды приурочены непосредственно к контакту вулканогенной толщи и осадочного покрова

либо располагаются на расстоянии немногих метров ниже этого контакта. При локализации по периферии, на выклинивании эффузивно-туфового комплекса, в разрезе рудных накоплений, как правило, все же встречаются единичные или многочисленные прослои лавовых или пепловых пород.

В некоторых случаях вместе с вулканогенно-осадочными рудами встречаются жильные накопления окисного или карбонатно-силикатного марганца, ассоциирующиеся в жилах с большим или меньшим количеством вольфрамита, сфалерита, галенита, пирита, а также сульфидами As и Sb. Возможно, что в некоторых регионах (например, в западных штатах США, в Мексике) между вулканогенно-осадочным («стратифицированным») и жильным накоплениями марганца существует «кровная связь» и они образуют единое генетическое целое (Hewett, Fleischer, 1960).



Фиг. 161. Схема локализации вулканогенно-осадочных марганцевых руд вблизи вулканического очага:

1 — лавовый и пирокластический комплекс; 2 — яшмы; 3 — осадочные породы; 4 — марганцевые руды; 5 — наддонная вода

Стратиграфический диапазон послерифейских вулканогенно-осадочных марганцевых руд весьма широк: они известны из многих систем и разнообразных территорий. Главнейшие из них приведены в табл. 133. Как видим, вулканогенно-осадочными являются: кембрийские руды округа Льенн в Бельгии, округа Мерионетшайр в Англии (?), верхнекембрийское Мазульское месторождение в Кузнецком Алатау; ордовикские руды Южного Урала в сакмарской зоне и ордовикские же руды бугулыгирской толщи восточного склона Урала и марганценакопления в мукасовской яшмовой толще, атасуйские руды Центрального Казахстана и более или менее синхроничные им руды во многих точках Франции и на Пиренеях, кульмские накопления марганца в ФРГ и в ряде мест Урала; руды в пермских отложениях хр. Сьерра-Невада в Северной Америке; многочисленные месторождения в яшмах юрской формации Сан-Франциско — Ноксвилл в США; аналогичные месторождения в мезозойских и третичных отложениях Италии, Японии, Новой Каледонии, на Балканском полуострове (Сг₂ Болгарии), на Кавказе (Сг₂ Малого Кавказа), на о. Куба (Pg) и мн. др. Таким образом, мы имеем дело с чрезвычайно устойчивым во времени процессом, который можно проследить с кембрия и доныне, но который существовал реально еще с отдаленнейших докембрийских времен. В этом отношении вулканогенно-осадочные марганцевые руды как бы наращивают хронологически вниз, в глубь веков, тот ряд объектов, который охарактеризован в предыдущих частях монографии. В самом деле, современные собственно осадочные марганцевые руды продолжают в глубь времен рудами олигоцена и — после значительного перерыва — рудами верхней перми (Улутеляк); дальше достоверные признаки собственно осадочного марганцеворудного процесса теряются, по крайней мере на территории СССР. Вулканогенно-осадочный же тип, начиная от современной и четвертичной эпох, прослеживается не только до кембрия включительно, но уходит и в более далекие рифейские и протерозойские времена.

Стратиграфическое распределение марганцовых месторождений
в послерифейские времена

Возраст	Месторождения	
	собственно осадочные	вулканогенно-осадочные
Четвертичные и современное	Озера Балтийского щита, моря: Карское, Белое, Балтийское, Черное и др.	Голконда
Плиоцен	?	Артиллери Пик (штат Аризона), Ривер Маунт (штат Невада), округ Люциферио (Мексика), Витербо (Италия), Фонтенелли (Италия), Форари? (Новые Гебриды)
Миоцен	Матесса? (Италия)	Сардиния, Ури, Хоккайдо (Япония), Сиквиджор (Филиппины), Вест Прого (Ява)
Олигоцен	Варна, Южно-Украинские месторождения, Чиатуры, Лаба, Мангышлак, Кигновце (Чехословакия)	?
Эоцен	?	Вата-Айленд (Новая Каледония), Ассад (Иран), Ориенте (Куба), Отлан (Мексика)
Палеоцен	Восточно-Уральские месторождения: Полуночное, Марсяты, Колинское и др.	Тетрицкаройский Урайон (Грузия)
Верхний мел	?	Имини, Гасдрем? (Марокко), Пожарево, Панагюриште, Николаево и Ямболи (Болгария); Эрегли и Орду (Турция)
Нижний мел	?	Кокимбо (Чили)
Нижний мел — верхняя юра	?	Формация Сан-Франциско — Ноксвилл в Береговых хребтах, во множестве мест, мелкие накопления
Средняя юра	?	?
Лейас	?	Уркут? (Венгрия), Бу-Арфа, Н'кусса, Тиаратин? (Марокко), Порцен-Гар (Югославия)
Юра вообще	?	Гонцен (Швейцария), Хайяна (Турция)
Триас	?	Гевьяновичи (Югославия)
Пермь и пермо-триас	Улугуляк	Маргехум (Марокко), мелкие точки в хр. Сьерра-Невада (США)
Карбон	?	Кара-Тюбе
Этрень — верхний фамен	?	Караджал, Байрем и другие месторождения Джайльминской мульды, Белоглинск, Джезла, Аккермановское, Успенское и другие месторождения СССР, Пиренеи (множество мелких рудных тел), кульмские отложения ФРГ и некоторые точки Урала
Девон вообще	?	Множество рудных линз в бугулыгирских и мукасовских яшмах Восточного Урала
Силур + ордовик	?	Штат Мэн (США), Тимна ? (Израиль), Урукум (Бразилия), сакмарская зона Южного Урала, Тахта-Карачинское месторождение и многие другие рудные точки Зеравшанского хребта
Кембрий	?	Месторождения в округе Меринетпайр (Англия), Усинское и Мазульское месторождения (СССР), округ Львенн (Бельгия)

Будучи необычайно устойчивым в геологическом времени, вулканогенно-осадочный процесс широко распространен и в пространстве, но локализован тектонически очень характерно. Это типичнейшее образование геосинклинальных областей.

Устойчивость в геологическом времени и широкая распространенность в пространстве, обилие предвестителей вулканогенно-осадочных руд могут породить представление о громадных запасах вулканогенного марганца в этих рудах и о первостепенной его роли в общих запасах этого металла. Однако в действительности дело обстоит совсем не так. В главе V первой части книги уже указывалось, что суммарные запасы послерифейского вулканогенного марганца (металла) оцениваются, вероятнее всего, немногими сотнями миллионов тонн, тогда как запасы накоплений «олигоценного типа» — несколькими миллиардами тонн, т. е. на порядок выше. Запасы марганца в железо-марганцевых конкрециях Тихого океана еще больше — многие сотни миллиардов тонн. Таким образом, околоочаговый вулканогенно-осадочный марганцеворудный процесс, несмотря на устойчивость во времени и распространенность в пространстве, был весьма мало эффективным сравнительно с модификациями собственно осадочного марганценакопления. В нем рудообразование было как бы рассредоточено на множестве точек, в каждой из которых массы рудного марганца оказывались незначительными, а порой и просто мизерными.

Вулканические накопления, с которыми связаны марганцевые руды, разнообразны по своим признакам. Один тип их локализуется на эвгеосинклинальных участках геосинклинальных зон, измеряемых сотнями километров в длину и десятками километров в ширину, где действовали сотни тесно расположенных друг около друга вулканов центрального типа или серии трещин, по которым происходило излияние лав. Современные вулканические островные дуги востока и юго-востока Азии с их типично эксплозивным вулканизмом являются своего рода современной моделью эксплозивного варианта этого типа вулканических областей, а Исландия и Гавайские острова — моделью эффузивного варианта того же типа. В результате длительной деятельности таких обширных вулканических площадей возникали огромные по размерам вулканогенные толщи, внутренние части которых представлены сплошь чередованием лав, пеллов и разнообразных хемогенных осадков, порожденных гидротермами. Рельеф вулканических зон в процессе формирования формаций был обычно сложным — с многочисленными впадинами и горными участками между ними. Горные участки были сложены грубым вулканогенно-кластическим материалом. Впадины были ловушками тонкого материала разного типа: тончайших пелловых частиц, за счет которых развивались туфогенные аргиллиты, кремнезема и соединений многих элементов, вносимых гидротермами. Такого типа обширные вулканические зоны и отвечающие им вулканогенно-осадочные толщи являются характерной особенностью геосинклинальных зон начального периода их развития. По периферии они замещаются обычно терригенными осадочными толщами. Ввиду последующего складкообразования и размыва от эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций остались только отдельные более или менее крупные части («блоки»), представляющие собой то срединные их участки, то окраинные области, где наблюдается переход в собственно осадочные толщи.

Другим резко отличным типом геосинклинального вулканизма являются отдельные вулканические очаги или небольшие по числу вулканов группы, возникшие среди обширных полей нормального осадочного процесса. В одних случаях это — поля терригенной седиментации, в других — области накопления карбонатных илов. Вулканизм был как подводным, так и надводным. Он реализовался на базе разломов и дифференциальных движений одного участка относительно другого, что приводило иногда к возникновению западин дна моря — ловушек тонкого материала (Соколова, Шумихина, 1966). Наземный вулканизм сопровождался развитием

отбеленных кислыми фумаролами зон и вторичных кварцитов в них. Вулканогенно-осадочные комплексы этого типа отличаются небольшими размерами и редко сохраняются сколько-нибудь полно. Возникают они в более поздние эпохи развития геосинклиналей, а также на относительно стабилизированных предыдущим развитием площадях геосинклинальных зон.

Между описанными двумя типами проявления геосинклинального вулканизма имеются случаи переходные, которые только условно могут причисляться к какому-либо из этих типов.

Каменный материал, которым располагали авторы монографии, относится к разным представителям обеих вулканогенно-осадочных толщ — региональному и локальному.

Рассмотрим вначале несколько конкретных примеров.

II. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ МАРГАНЦОВЫХ РУД, СВЯЗАННЫХ С ЕДИНИЧНЫМИ ВУЛКАНАМИ ИЛИ НЕБОЛЬШИМИ ИХ ГРУППАМИ

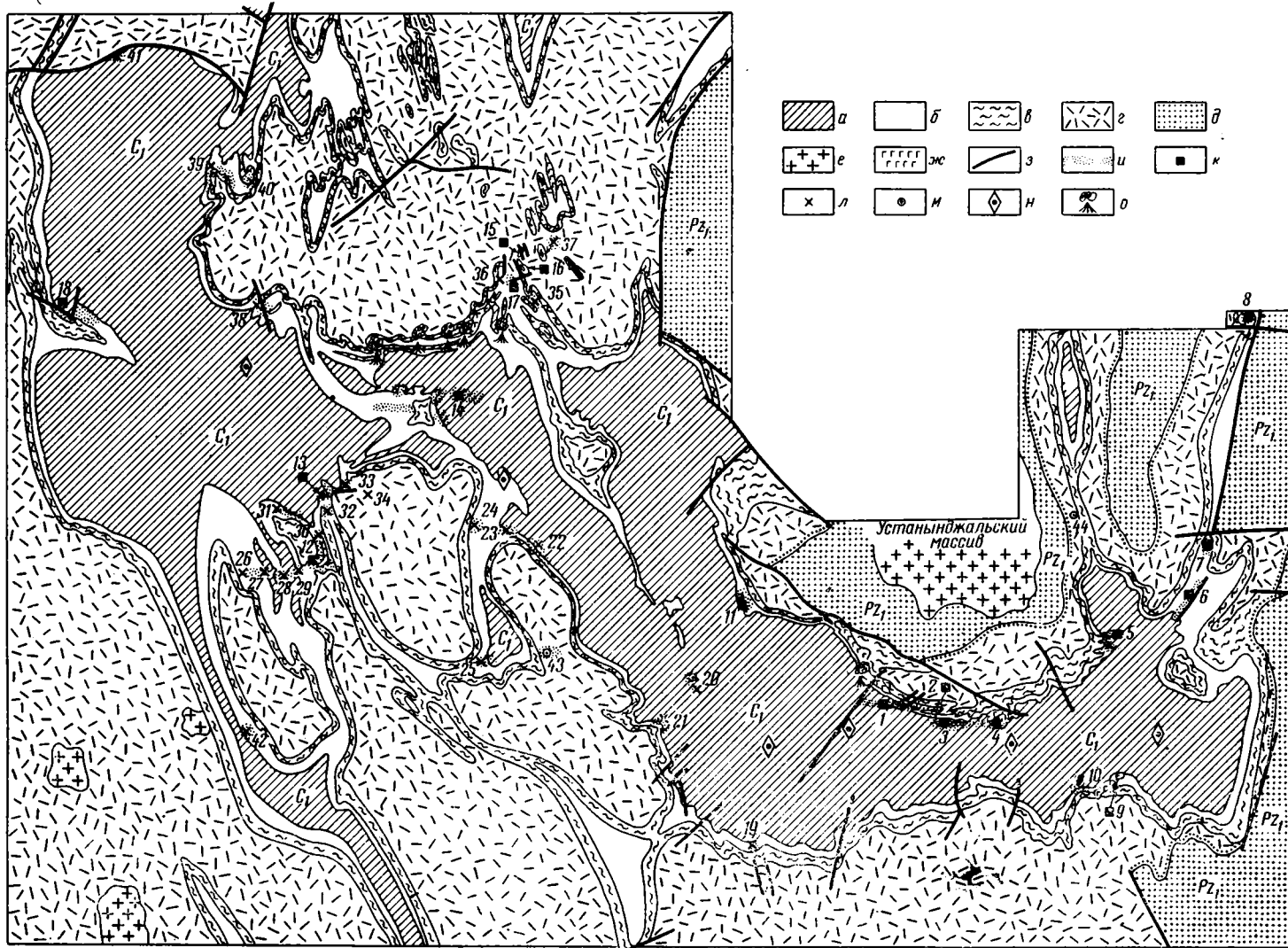
С геохимией этой группы марганцевых руд удобно ознакомиться на примере девонских атасуйских руд Центрального Казахстана, силурийских руд Зеравшанского хребта и палеоценовых руд Тетрицкаройского района Малого Кавказа.

1. Верхнефаменская седиментация в Джайльминской мульде

Джайльминская синклиналичная структура представляет собой так называемую наложенную мульду, возникшую в верхнем палеозое на базе нижне- и среднепалеозойских отложений (фиг. 162) и выполненную осадками верхнего девона и нижнего карбона. Руды марганца связаны в ней с толщей верхнего фамена.

Несмотря на ограниченные размеры мульды, верхнефаменские отложения в ней неоднородны: они принадлежат к четырем фаціальным типам. Первым и наиболее широко развитым типом являются отложения неглубокого моря — брахиподовые и рифогенные известняки, выстилающие центральную часть мульды, а также развитые на широких пространствах вне мульды; местами, очевидно, вблизи островов, они обогащены терригенным материалом и даже включают прослой обломочных пород. Другой тип представлен вулканическими породами — лавами, туфами, туффитами, возникшими около очагов вулканической деятельности. В настоящее время известно по крайней мере четыре таких очага, действовавших достаточно длительное время. Один из них располагался севернее месторождения Джайрем (фиг. 163). В самых низах разреза фамена (слои 1—2) этот очаг еще не проявлял себя. Позже (слои 3—8) начинается слабая подача пирокластического материала, в результате чего формируются маломощные пласты мелкообломочных туфов, туффитов и вулканических аргиллитов. Большая же часть верхнефаменского времени (горизонты 9—10) характеризуется максимальной активизацией вулканической деятельности. В разрезе она фиксируется пластами грубообломочных кристаллокластических туфов порфиритового состава и покровами спилитов значительной мощности. Эти породы распространены по разрезу неравномерно, но группируются в два горизонта (10 и 15), отвечающих двум максимумам деятельности верхнефаменского Джайремского очага, хотя примесь пирокластического материала имеется и в промежуточных осадочных породах. В нижнекарбоновое время вулканическая деятельность постепенно затухала.

Второй очаг вулканизма располагался на северном борту мульды западнее месторождения Караджал. Судя по профилю, опубликованному Д. Г. Сапожниковым (1963), разрез верхнефаменских отложений сложен сплошь толщей полосчатого миндалекаменного спилита. От этого покрова



отдельные языки спилитов и их туфов проникают далеко к востоку, в пределы собственно Караджальского месторождения, где и были описаны Е. А. Соколовой в 1958 г. Она установила здесь девять прослоев пород спилитового типа и их туфов мощностью 0,2—12 м; совокупная их мощность 36,5 м. Более тонкие (10—15 см) прослои туфов и туффитов встречаются в пределах всего Караджальского месторождения.

Третий вулканический очаг локализован в центральной части Джаильминской мульды, в урочище Акшагат, в 10 км к юго-западу от Караджальского месторождения. Он представлен фельзитовыми лавами, светло-серыми, почти белыми, которым подчинены маломощные (10—15 см) горизонты липаритовых туфов и туффитов.

Наконец, четвертый очаг вулканизма встречен в урочище Карачулен в области восточного окончания Джаильминской синклинали, в долине р. Атасу. Здесь развиты кислые эффузивы и их туфы (Сапожников, 1963).

Итак, в двух более северных очагах извергались породы основной лавы и их туфы, в двух других — породы кислой лавы. Несколько синхронных были их извержения, сказать пока трудно, но второй и четвертый очаги действовали, по-видимому, одновременно, ибо в Караджальском месторождении на западе развиты спилитовые породы, на востоке — фельзиты.

Третий тип верхнефаменских отложений — это однородные (массивные) тонкозернистые, тонкослоистые кремнистые и глинисто-кремнистые известняки. Нижняя половина известняковой толщи имеет серую и темно-серую окраску, но в верхней половине среди сероцветной фации значительно развиты красноцветные известняки, обязанные своим цветом примеси гематита. Для пород этого фациального типа характерны бедность и специфичность фауны, представленной только остракодами и климениями, значительная примесь кремнезема (до 20—30%), отсутствие или крайне малое количество терригенного материала, частое наличие тонких пепловых частиц.

Пространственно кремнистые тонкослоистые известняки теснейшим образом связаны с очагами вулканической деятельности. Все излияния лав, а также накопления туфов располагаются среди кремнистых известняков, как бы вложены в их толщу, локально ее замещающая. Толща кремнистых серых и красноцветных известняков поэтому распространена вдоль северного борта Джаильминской мульды, где локализованы Джайремский и

Фиг. 162. Схема Джаильминской мульды и локализация в ней вулканических очагов и оруденения (по А. А. Рожнову, 1965)

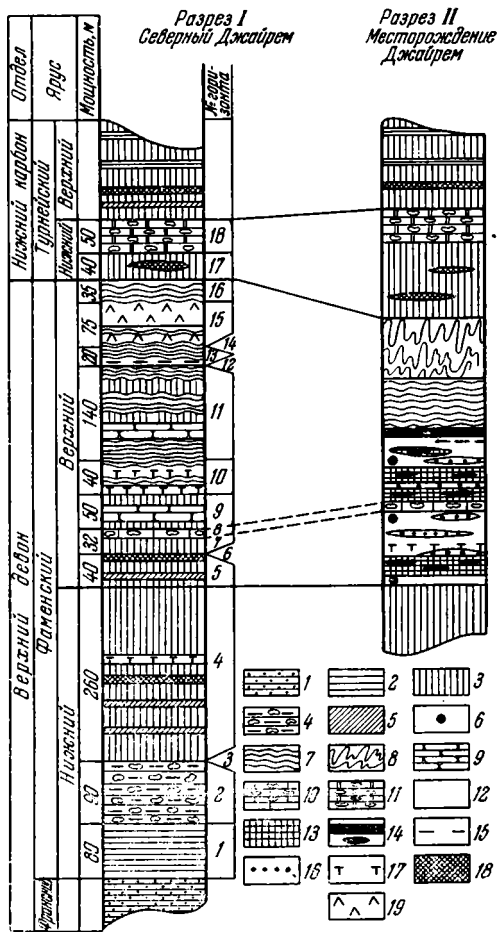
а — песчано-аргиллитовые известняковые толщи нижнего карбона; *б* — кремнисто-карбонатные рудосносные толщи верхнефаменского подъяруса; *в* — известняки и известковистые алевролиты нижнефаменского подъяруса; *г* — вулканогенный комплекс среднего девона и франского яруса верхнего девона; *д* — метаморфические толщи нижнего палеозоя; *е* — варисцийские гранитоиды; *ж* — малые интрузии основного состава в фамено-турнейских толщах; *з* — тектонические разломы; *и* — полосы развития рудосносных отложений под более молодыми толщами; *к* — месторождения и *л* — рудопроявления атасуйского типа; *м* — жильные рудопроявления железо-марганцевой в барито-полиметаллической минерализации; *н* — магнитные аномалии предположительно рудной природы; *о* — участки проявления вулканической деятельности в верхнем фамене.

Месторождения атасуйского типа:

1 — Западный Караджал; 2 — Северный Караджал; 3 — Восточный и Южный Караджал; 4 — Дальневосточный Караджал; 5 — Ктай; 6 — Бестюбе; 7 — Кенътобе; 8 — Керегетас; 9 — Клыч южный; 10 — Клыч северный; 11 — Алтын-Шою; 12 — Джумарт; 13 — Тамара; 14 — Джайрем; 15 — Ушкатын I; 16 — Ушкатын II; 17 — Ушкатын III; 18 — Камыс.

Рудопроявления атасуйского типа:

19 — Бестау; 20 — Таскудук; 21 — Кара-Ой; 22 — Рудосносное; 23 — Аккудук; 24 — Западный Аккудук; 25 — Юго-Западный Аккудук; 26 — Атайка; 27 — Промежуточное I; 28 — Промежуточное II; 29 — Западный Джумарт; 30 — Туебай; 31 — Бузгуль; 32 — Ваир-Речной; 33 — гора Джумарт; 34 — Тасжарган; 35 — Южно-Акбастауское; 36 — Южный Ушкатын; 37 — Ушкатын IV; 38 — Аран; 39 — Сюртысу; 40 — Восточное Сюртысу; 41 — Картобай; 42 — Кильджир; 43 — Южный Аккудук; 44 — «Точка № 4»



Фиг. 163. Схема строения верхнедевонских отложений района месторождения Джайрем (по Е. А. Соколовой и И. В. Шумихиной, 1966)

1 — красноцветные песчаники и алевролиты; 2 — сероцветные алевролиты; 3 — однородные известняки и кремнисто-карбонатные породы; 4 — тонко-слоистые кремнисто-карбонатные породы с конкреционными стяжениями; 5 — кремнисто-карбонатные ритмиты с радиоляриями; 6 — появление в разрезе пирито-карбонатных ритмитов (тонкие прослои в данном масштабе не могут быть изображены); 7 — известняки глинистые, с петельчатой структурой; 8 — известняки красноцветные, со стилолитовой текстурой; 9 — органогенно-обломочные известняки с туфогенным материалом; 10 — известняки с конкреционными стяжениями; 11 — желваковистые известняки; 12 — карбонатные породы в составе продуктивной пачки; 13 — яшмы; 14 — железные руды; 15 — проявления марганцевого оруденения; 16 — проявления полиметаллического оруденения; 17 — туфы; 18 — туффиты; 19 — эффузивные породы спилитового типа

Караджалский вулканические центры, в центре мульды, к северо-западу от урочища Акшагат, а также вдоль восточного борта мульды, где установлен вулканический центр в долине Атасу. Эта теснейшая пространственная связь фации кремнистых и глинисто-кремнистых известняков с вулканическими очагами подтверждает то, что возникновение ее обусловлено специфическим воздействием вулканизма на ход морской седиментации.

Четвертую фацию образуют железные и марганцевые руды, а также ассоциирующие с ними яшмы. Этот комплекс пород полностью подчинен только что охарактеризованной кремнисто-известняковой фации, среди которой он в ряде мест залегает отдельными более или менее значительными линзами. Наиболее крупные из них встречены пока на месторождениях Караджал и Ктай, мелкие — на месторождениях Джайрем, Джумарт, Камыс, Северный и Южный Клыч, Кара-Ой, Алтын-Шоко и др. По отношению к вулканическим центрам рудоносная фация расположена характерно. Для месторождения Джайрем Е. А. Соколовой и Л. Н. Ботвинкиной было показано, что «залежи руд локализируются в месте выклинивания слоев, сложенных грубо-обломочными туфами и эффузивами, т. е. в периферической зоне вулканического очага верхнефаменского времени» (Соколова, Ботвинкина, 1965, стр. 105). Аналогичную позицию занимают руды Караджала, во всяком случае Западного Караджала, относительно вулканического очага, действовавшего западнее месторождения. Эта закономерность свойственна, по-видимому, и остальным месторождениям и рудопроявлениям Джаильмин-

ской мульды, но только недостаточная изученность этих месторождений мешает ее раскрытию. Именно тяготение руд к вулканическим очагам свидетельствует о достоверном осадочно-вулканогенном генезисе всех верхнефаменских рудопроявлений Джаильминской мульды.

Объединяясь в общий вулканогенно-осадочный комплекс, отложения второй, третьей и четвертой фаций существенно отличаются от брахиоподово-рифогенных известняков по физико-географическим условиям своего образования.

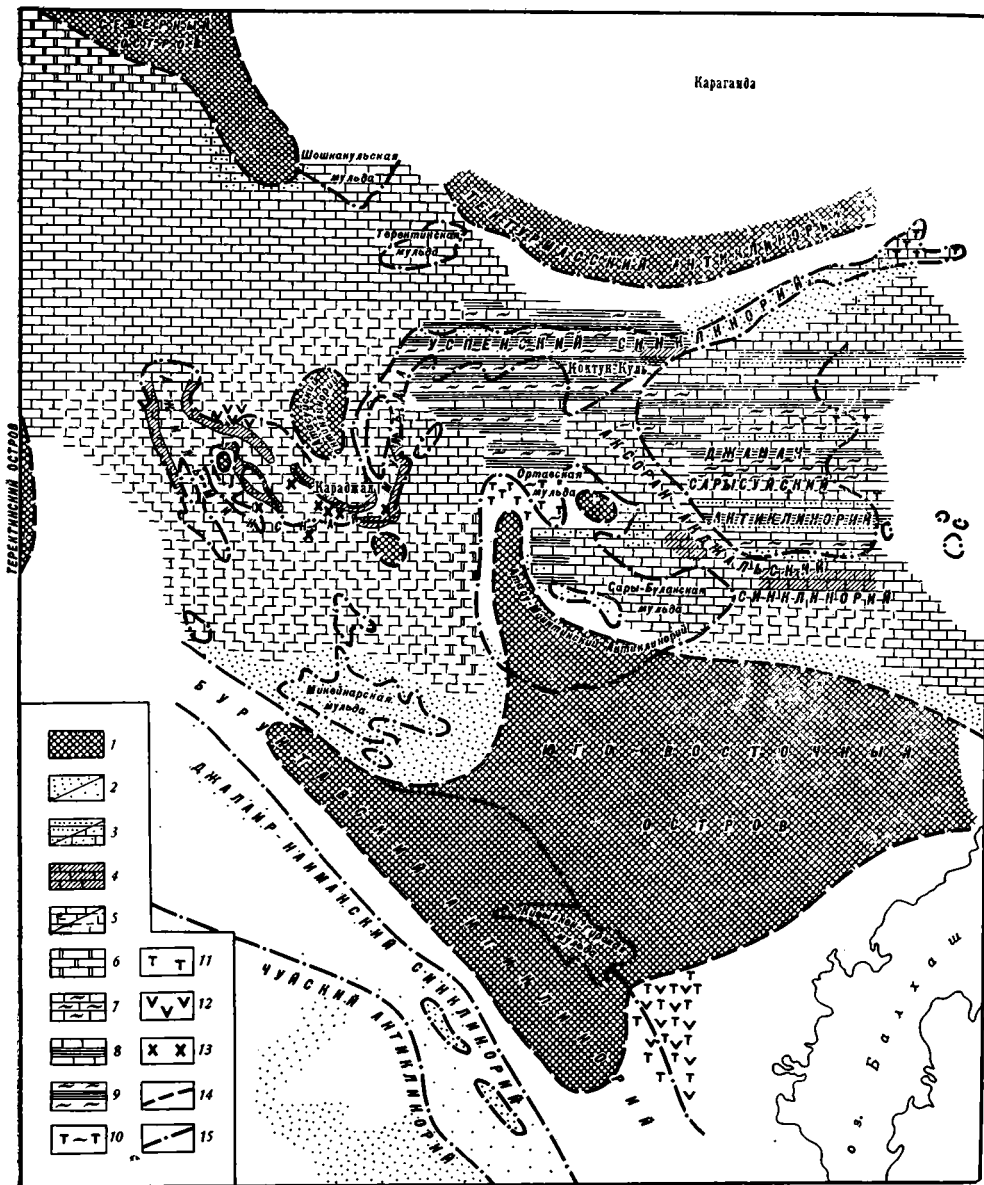
«Текстурные особенности пород, в том числе правильная очень тонкая горизонтальная слоистость, — пишут Е. А. Соколова и Л. Н. Ботвинкина, — указывают на отсутствие движений воды в придонных частях бассейна. Следовательно, осадконакопление происходило на достаточно больших глубинах ниже зоны действия волн и течений. Лишь в некоторых типах пород (в сероцветных алевролитах и в желваковистых известняках) отмечаются признаки накопления осадка при относительно меньших глубинах.

В спокойных условиях накапливались на дне однородные хемогенные кремнисто-карбонатные породы. На их фоне периодически появляются породы смешанного состава, характерной чертой которых является частое ритмичное послойное отложение вулканогенного материала: хемогенного (кремнезема и железа) или пирокластического... Наиболее сложные условия седиментации, по-видимому, были при формировании продуктивной пачки, когда подача хемогенного материала проходила наиболее интенсивно, причем преобладало поступление то одного, то другого элемента» (Соколова, Ботвинкина, 1965, стр. 97—98).

Большая глубоководность вулканогенно-осадочного комплекса в целом сравнительно с брахиоподово-рифогенной известняковой фацией, его окружавшей, отнюдь не случайна. Дело в том, что вулканогенный процесс, как таковой, локализовался на площади, разбитой рядом разломов, по которым происходило погружение относительно протяженных, но узких полос земной коры и возникали ванны, ставшие затем вместилищем вулканогенно-осадочных накоплений. Тектонические предпосылки подводного вулканического процесса тем самым, как правильно отметила Е. А. Соколова (1958, 1965), предопределили в данном случае относительную глубоководность порожденного им комплекса пород.

Существенный интерес представляют общие палеогеографические условия, характеризовавшие Центральный Казахстан в эпоху вулканогенного рудонакопления в Джайльминской мульде. Они хорошо передаются картографической схемой (фиг. 164), опубликованной Д. Г. Сапожниковым (1963).

Как видим, Джайльминская мульда находилась в средней части обширного морского бассейна, который ограничивался тремя крупными островами, один из которых располагался на юге, а два — на севере. Еще два небольших острова находились вблизи мульды — к северу и к югу от нее. *Бросается в глаза необычно широкое развитие органогенных и органогенно-обломочных карбонатных пород в соседних с Джайльминской мульдой участках моря.* Очевидно, острова вблизи мульды были плоскими и поставляли очень мало обломочного материала. Они не могли поставлять и заметных количеств кремнезема и металлов, которые в данном случае целиком вулканогенного происхождения. Нельзя не отметить вместе с тем и другого весьма характерного обстоятельства, отчетливо выступающего на карте. Кремнистые, а тем более рудные накопления находятся либо в ближайшем соседстве с вулканическими очагами (Джайльминская мульда), либо неподалеку от них, как, например, вблизи гор Ортау или на Сарысуйском антиклинории. На обеих последних территориях внутри областей кремнистых накоплений зафиксированы достоверные очаги извержений, что доказывается наличием туфов. Исключением, на первый взгляд, является Успенский синклиорий, где кремнистые аргиллиты распространены, а вулканических пород как будто нет. Однако нужно иметь в виду, что петрографически эти породы пока не изучены и, вполне вероятно, что при детальном исследовании среди них также обнаружатся измененные лавы



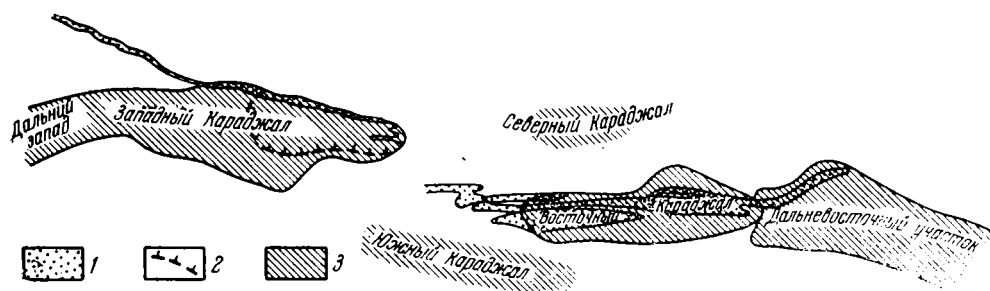
Фиг. 164. Схема палеогеографии и распространения фаций в конце фаменского века на территории южной части Карагандинской области (составил Д. Г. Сапожников с использованием схемы М. А. Мартыновой, 1961)

1 — область суши; 2 — терригенные, преимущественно красноцветные отложения (вверху слева) и области предполагаемого распространения их (внизу справа); 3 — алевролиты (вверху слева) и песчаные известняки (внизу справа); 4 — известняки верхней караджальской свиты, волнистослоистые, красноцветные и серые, а также другие породы свиты; 5 — известняки серые слоистые (вверху слева) и предполагаемые области отложения их (внизу справа); 6 — доломиты и доломитизированные известняки; 7 — кремнистые известняки; 8 — известково-глинистые сланцы; 9 — кремнистые аргиллиты; 10 — кремнисто-туфогенная толща; 11 — туфы и туффиты; 12 — эффузивы; 13 — месторождения и рудопроявления железа и марганца в районе Караджала; 14 — контуры древних островов; 15 — контуры крупных структурно-тектонических элементов

и туфы, как они были найдены в соседней Джайльминской мульде при исследовании ее пород литологами. Все это позволяет считать, что не только в Джайльминской мульде, но и вообще на территории Центрального Казахстана кремнистые (и подчиненные им рудные) накопления должны квалифицироваться в качестве ближневулканических, но отнюдь не отдаленно-вулканических, как это представлялось ранее, при общем обзоре. Отдаление же от вулканического очага даже кремнистых накоплений, сложенных наиболее геохимически подвижным компонентом — кремнеземом, не превосходило 90—120 км; для накоплений Fe и Mn оно было примерно на порядок меньше.

2. Геохимия марганцевых руд Караджальского месторождения

Выяснение геохимических черт марганцевых руд мульды начнем с Караджальского месторождения, которое изучено в настоящее время наиболее детально (Сапожников, 1963; Калинин, 1965) не только среди месторождений Джайльминской мульды, но и среди вулканогенно-осадочных руд Советского Союза вообще.



Фиг. 165. Схема расположения участков Караджальского месторождения (по Д. Г. Сапожникову, 1963)

1 — выходы пород верхней караджальской свиты на поверхность; 2 — контур карьера Караджальского рудника; 3 — рудные участки

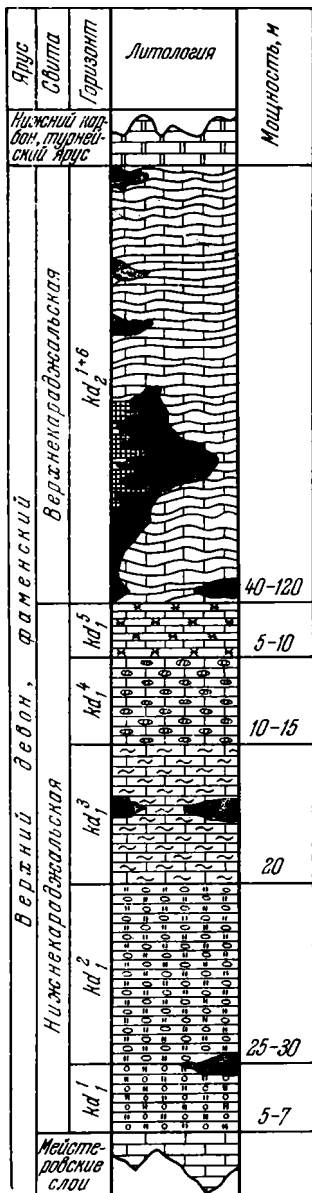
Караджальское месторождение протягивается примерно 15-километровой широтной полосой. В его пределах выделены пять самостоятельных рудных участков: Западный Караджал, Восточный Караджал, Северный и Южный Караджал и Дальневосточный участок (фиг. 165).

Стратиграфический разрез верхнефаменских отложений показан на фиг. 166, а расположение марганцевых руд в нем — на фиг. 167.

В верхнефаменской толще различаются две свиты, согласно залегающие одна на другой: *нижнекараджальская*, сложенная сероцветными кремнистыми и углисто-кремнистыми известняками, и *верхнекараджальская*, образованная главным образом красноватыми кремнистыми известняками. Каждая из свит делится на горизонты, отличающиеся друг от друга набором разновидностей пород, причем в нижнекараджальской свите различают пять таких горизонтов, а в верхнекараджальской — шесть.

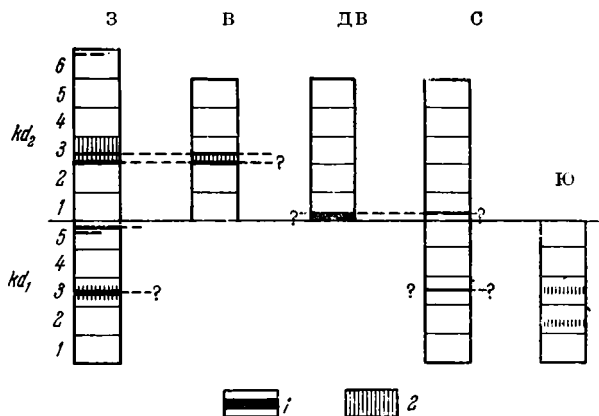
Высокие концентрации марганца (марганцевые руды) встречаются практически во всех горизонтах караджальского разреза, но представляют собой, как правило, небольшие линзы, не имеющие практического значения. Крупные же скопления руд локализованы на трех стратиграфических уровнях: kd_1^3 — kd_2^1 — kd_3^2 .

Марганцевые руды kd_1^3 развиты на площади Западного Караджала, где сложены мanganокальцитом и марганецсодержащим кальци-



Фиг. 166. Стратиграфический разрез Караджальского месторождения (по В.В. Калинину, 1965)

1 — кремнисто-карбонатные породы; 2 — известняки красные, волнистослоистые, с пластовыми и линзовидными телами железных и марганцовых руд и линзами яшм; 3 — кремнисто-карбонатные породы, обогащенные хлоритом; 4 — кремнисто-карбонатные породы с кремнистыми стяжениями; 5 — известняк кремнистый, серый, волнистослоистый, с линзовидными телами железных руд; 6 — углисто-кремнисто-карбонатные породы с мелкими линзовидными включениями, в нижней части залегает линза железных руд; 7 — углисто-кремнисто-карбонатные породы с округлыми включениями; 8 — известняки серые; 9 — руда; 10 — яшмы

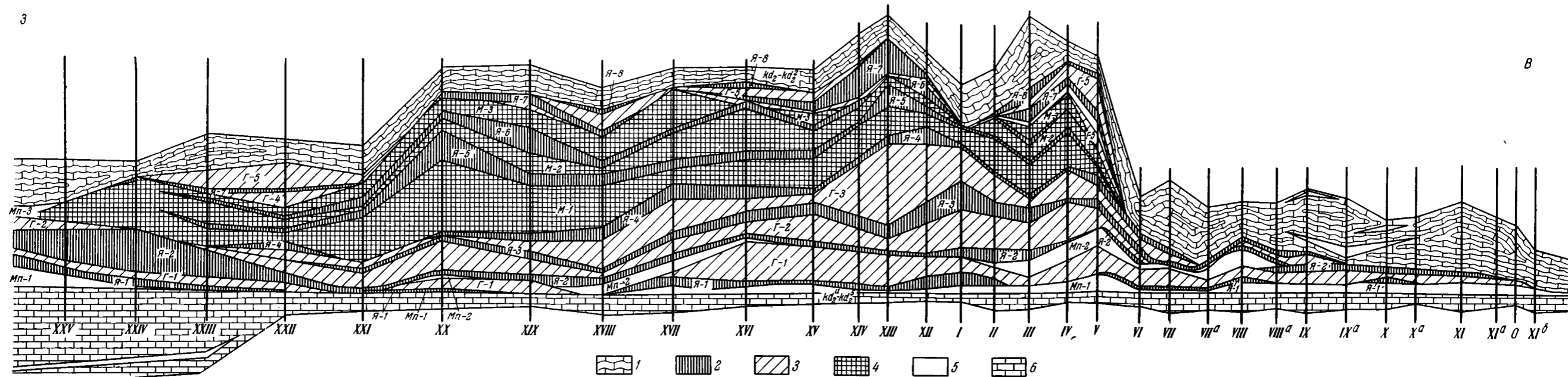


Фиг. 167. Схема распределения руд в Караджальском месторождении (индексы по Д.А.Г. Сапожникову)

— марганцовые руды; ? — железные руды

том с концентрациями Mn , достигающими 8—14%. Здесь они ассоциируют иногда с магнетитовыми железными рудами, но не содержат яшмовых прослоев. В том же горизонте карбонатные марганцовые руды встречены на участке Северного Караджала. Массы руд в горизонте kd_1^2 весьма невелики, а рудные линзы Северного и Западного Караджала пространственно разбросаны.

Гораздо более значительные массы марганцовых руд приурочены к нижнему горизонту верхнекараджальской свиты (kd_2^1). Главным местонахождением их является в данном случае Дальневосточный участок. Здесь руда образует единственный пласт, хорошо выдержанный по простиранию, но сильно меняющийся по мощности от 1—1,5 до 5 и даже 9 м в юго-восточной части участка; средняя мощность его 3,3 м. Рудный пласт сложен преимущественно манганокальцитом с небольшой примесью кремнезема; но на разных уровнях среди карбонатных руд встречены и браунитовые, образующие несколько крупных и малых линз. Значительно меньше марганцовые накопления в горизонте kd_2^2 на участке Северного Караджала, где они представлены псиломелановыми линзами, возникшими за счет первичных карбонатных руд. Ближе к этому стратиграфическому уровню подходят карбонатные марганцовые руды Западного Караджала, распространенные в верхах kd_1^6 . Во всех перечисленных местонахождениях рудные линзы залегают обособленно друг от друга, образуя самостоятельные тела. Характер-



Фиг. 168. Схема строения рудного тела участка Западный Караджал (по В. И. Кавуну)

1 — горизонт надрудных красноцветных волнистослоистых железисто-марганцовисто-кремнисто-карбонатных пород; 2 — пласти и линзы оруденелых яшм; 3 — пласти гематитовой руды; 4 — пласти магнетитовой руды; 5 — пласти и линзы марганцовой руды; 6 — горизонт подрудных красноцветных волнистослоистых железисто-марганцовисто-кремнисто-карбонатных пород

но, что накопления марганца в этом горизонте не сопровождаются накоплениями железных руд.

Совершенно иначе обстоит дело в горизонте kd_2^3 , залегающем в средней части верхнекараджальской свиты. Здесь марганцеворудные накопления, напротив, тесно ассоциируют с железорудными.

Весьма отчетливо видно это на участке Западного Караджала (фиг. 168). Рудное тело в целом представляет собой огромную, сложно построенную линзу. Марганцевые руды локализуются в самых низах ее, образуя три «пласта». Нижний пласт (Mn_1) прослеживается непрерывно от восточной границы участка до профиля XIII, т. е. на расстоянии 2,5 км и после небольшого перерыва вновь появляется на крайнем западе. Мощность его, равно как и содержание в нем марганца, резко колеблется: на профиле V максимальное ее значение 9 м, а концентрация Mn 19,4%, на профиле XIII — соответственно 1 м и 23%; на профиле XX — 1 м и 15%; на профиле XXV — 12 м и 30%. Второй «пласт» (Mn_2) имеет ясно выраженный линзовидный характер и развит преимущественно на востоке участка и кое-где в центральной части. На профиле III его максимальная мощность 10 м, а содержание Mn 20,6%; на профиле V — соответственно 9 м и 15,8%; на профиле VIII — 9 м и 19,4%. В промежутках между пластами Mn_1 и Mn_2 развиты высокопроцентные железные руды (58—59% Fe) и железистые яшмы с содержанием железа 17—37%. Над марганцевыми пластами залегает мощная толща высокопроцентных гематитовых и магнетитовых руд и железистых яшм. У верхней границы рудной толщи появляется третий марганцевый пласт, развитый на небольшой площади и состоящий из трех линз: восточной — между профилями Ха и VIIa, центральной — между профилями V—II и западной на профилях XXV—XXVI. Мощность линз меняется в пределах 1—5 м; содержание марганца 17—18%. Перечисленные залежи марганцевых руд отличаются весьма изменчивым минералогическим составом. Верхние по восстанию части линз сложены браунитом и гаусманитом, более глубокие — по падению — карбонатами марганца; в зоне взаимоперехода одни руды вклиниваются в другие, но преобладают все же окисные руды. Среди окисных и карбонатных руд встречаются участки руд силикатных, главным образом родонитовых, возникших в результате метаморфизма и тех и других.

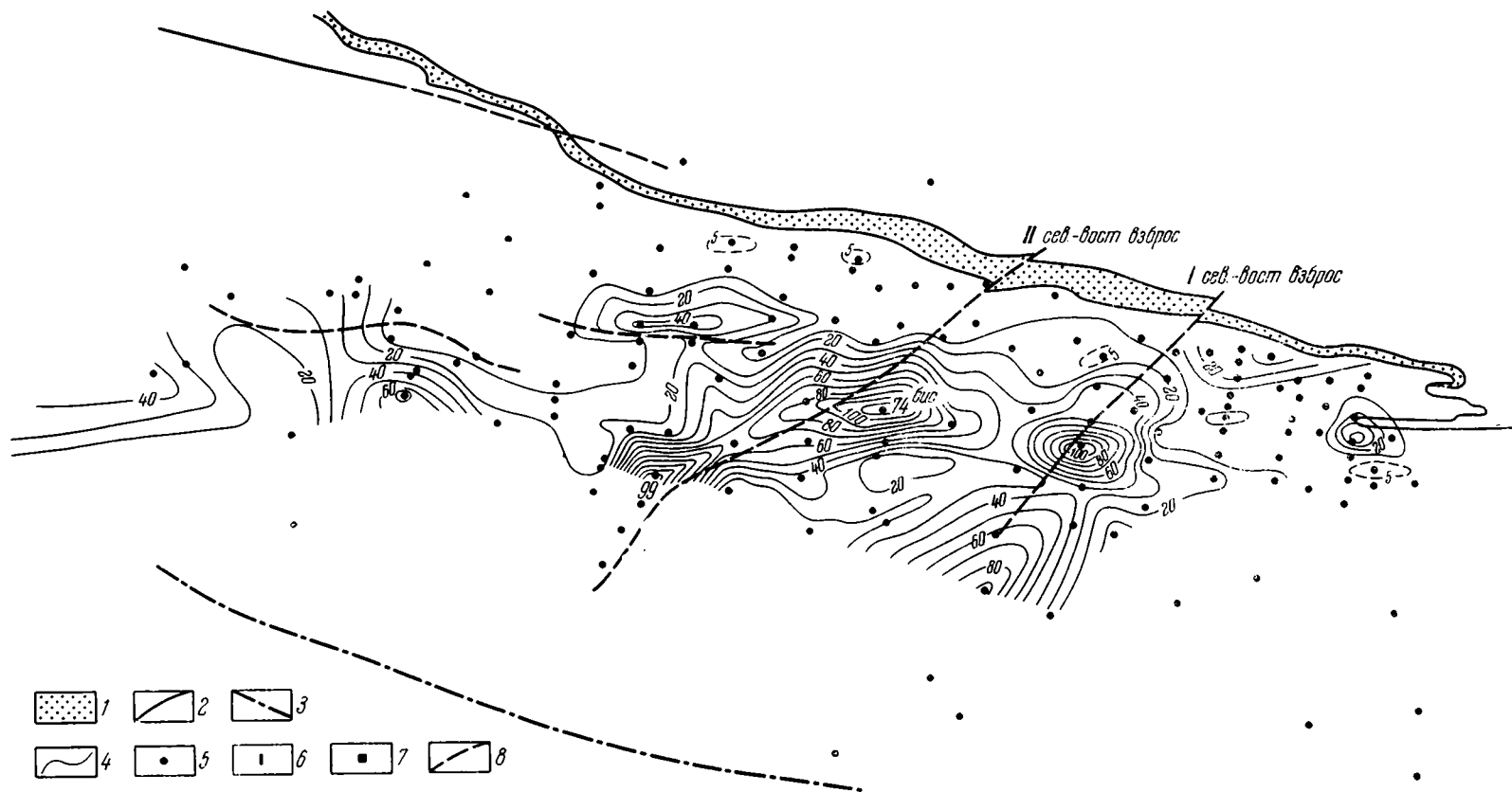
На участке Восточного Караджала марганцевые руды горизонта kd_2^3 образуют два пласта, между которыми залегает пласт железной руды. Их характерные черты отражены в табл. 134 и 135.

Таблица 134

Характеристика руд Восточного Караджала
(по Д. Г. Сапожникову)

Пласт	Протяженность, км		Мощность, м	Содержание, %		Mn : Fe	Состав
	длина	ширина		Fe	Mn		
Нижний (основной) марганцевый	2,5	0,25	1,5	9,05	37,5	4,16	Браунит, гаусманит, якобсит
Железорудный	2,6	до 0,7	до 4	51,0	2,4	0,047	То же
Верхний (параллельный) марганцевый	2,5	0,45	до 1	11,4	23,8	2,53	»

В стратиграфическом отношении марганцевые пласты Восточного Караджала отвечают двум марганцеворудным пластам Западного Караджала, расположенным в основании рудного тела (Калинин, 1965). Несмотря на это и на близкое соседство Западного и Восточного Караджала, их



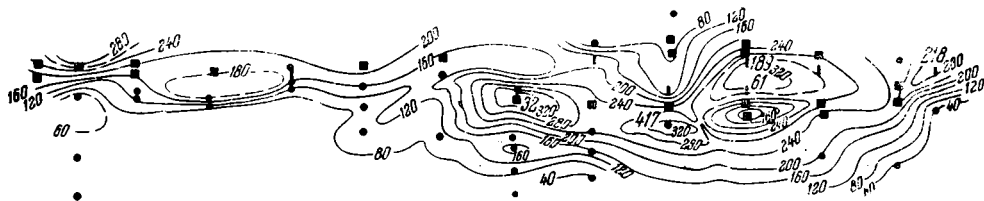
Фиг. 169. Суммарные содержания марганца (в $\text{кг}/\text{дм}^2$) на участке Западного Караджала в горизонте kd_2^3 (по В. В. Калинину, 1965)

1 — выходы пород свиты на поверхность; 2 — северная граница распространения красноцветных известняков; 3 — предполагаемая южная граница распространения красноцветных известняков; 4 — линии равных суммарных содержаний марганца; 5 — проекции забоя скважин на земную поверхность; 6 — канава; 7 — шурф; 8 — линия разрывных нарушений

Химический состав марганцевых руд Караджала

Месторождение	Mn	Fe	P	Mn : Fe	Литературный источник
	%				
Восточный Караджал	38,52	3,56	0,05	12,20	А. Г. Бетехтин (1946)
То же	30,57	4,15	0,05	7,36	Он же
»	23,87	12,30	0,04	2,36	»
»	24,98	19,29	0,03	1,30	»
»	14,61	2,65	0,06	5,50	»
Западный Караджал					
Гаусманитовые руды (бороз- довые пробы по 11 скважи- нам)	26,22	5,48	—	4,78	В. В. Калинин (1965)
Якобитовые руды (пробы по 22 скважинам)	21,10	14,8	—	1,43	Он же
Карбонатные тонкослоистые руды:					
красные прослои	19,40	4,49	0,04	4,54	»
округлые конкреционные тела	25,44	—	—	—	»
Карбонатные массивные руды	17,55	3,57	—	4,60	»
Бедные кремнисто-карбонат- ные руды	От 5 до 10—14	От 8 до 20—22	0,04	Низкий	»

рудные накопления все же не переходят непосредственно друг в друга, но разведены участком безрудным. Интересно сопоставление абсолютных масс марганца (в $\text{кг}/\text{дм}^2$) в рудах Западного и Восточного Караджала, сделанное В. В. Калининым (фиг. 169, 170). На первом из этих участков абсолютные массы меняются от 10—20 до 100 $\text{кг}/\text{дм}^2$; лишь в районе скв. 74-бис и 99 эти величины возрастают соответственно до 121,9 и 129 $\text{кг}/\text{дм}^2$.



Фиг. 170. Суммарные содержания марганца (в $\text{кг}/\text{дм}^2$) на участке Восточного Караджала в горизонте kd_2^3 (по В. В. Калинину, 1965)

Условные обозначения те же, что на фиг. 169

На Восточном Караджале в большей части скважин суммарные содержания марганца превышают 100 $\text{кг}/\text{дм}^2$, а в районе скв. 417, канав 61, 189 и 218 и шурфа 32 они достигают 300 $\text{кг}/\text{дм}^2$. Таким образом, *площадь Восточного Караджала резко обогащена марганцем относительно площади Западного Караджала*. Распределение железа прямо противоположно. Суммарная масса Fe (в $\text{кг}/\text{дм}^2$) только по периферии Западного Караджала составляет менее 100 $\text{кг}/\text{дм}^2$, во внутренних же частях поднимается до 1300 и 1500 $\text{кг}/\text{дм}^2$. На Восточном Караджале суммарные массы железа обычно не превышают 400—440 $\text{кг}/\text{дм}^2$. Соотношения общих масс железа и марганца на Западном Караджале колеблются от 10 : 1 до 15 : 1, на Восточном Караджале они составляют от 1 : 1 до 1 : 1,5.

Выше по стратиграфическому разрезу верхнекараджальской свиты в горизонтах kd_2^4 и kd_2^5 встречаются только небольшие линзы марганцовых руд, сложенные почти исключительно браунитом.

Существенный интерес представляет внутренняя текстура тех линз и пластов, которые слагают рудные тела горизонтов kd_1^3 , $kd_1^5 + kd_1^2$ и kd_2^3 . В ряде советских и зарубежных месторождений детальное изучение линз и пластов показало, что они состоят из серии более мелких линз — длиной в десятки сантиметров или первые метры, толщиной в сантиметры или немногие десятки сантиметров, — разделенных кремнистыми или карбонатно-кремнистыми породами. Генетически эти мелкие линзы второго порядка представляют собой диагенетические образования, возникшие из многокомпонентного марганцево-кремнисто-кальцитового ила в результате стягивания манганокальцита или кальциевого родохрозита в относительно небольшие тела и отделения их от остальной карбонатно-кремнистой массы. К сожалению, текстура рудных пластов и макролинз Караджала с этой точки зрения осталась пока не изученной, а те описания в небольших штучках, какие имеются в литературе, не дают представления о действительной текстуре макролинз. Имеются, однако, признаки того, что макролинзам и пластам караджальских марганцовых руд, вероятно, свойственно то же строение (из небольших линзовидных тел), какое установлено на других месторождениях. В продуктивной пачке Караджальского месторождения, по Е. А. Соколовой (1958), наблюдаются характерные пятнистые конкреционные и особенно линзовые и прерывистослоистые текстуры. При этом в стяжениях обособляется браунит, а карбонаты кальция и кремнезем слагают массу, вмещающую марганцовые стяжения. Нетрудно понять, что при увеличении содержания Mn браунитовые стяжения растянутся, разделяющие их кремнисто-карбонатные прослои сократятся, и мы получим макролинзу или пласт руды сложнолинзовой текстуры, возникшей в диагенезе. Такое строение макролинз и пластов караджальских руд тем более вероятно, что рудовмещающим кремнистым известнякам, и сероцветным и красноцветным, присуща интенсивно развитая конкреционная текстура. Едва ли рудные тела представляют собой исключение. Однако установление сложнолинзового строения караджальских макролинз и прослоев только по керну скважин представляет большие трудности и легко могло быть пропущено без специально направленной работы.

Каковы же геохимические черты караджальских руд (табл. 136) в том аспекте, о котором говорилось в начале этой части монографии?

Первое, что должно быть подчеркнуто, это значительное обособление Mn от Fe. По крайней мере половина марганцеворудных линз образует самостоятельные накопления, не сопровождающиеся концентрированием железа. Другая половина марганцовых руд ассоциирует с рудами железа, но и в этих случаях накопления их более или менее отчетливо отделены друг от друга. При этом железные руды, как правило, содержат лишь незначительные количества марганца — десятые доли процента; в марганцовых рудах, наоборот, всегда имеется железа от 5 до 7% и изредка больше (Калинин, 1965). Наибольшей чистотой отличаются марганцовые руды средних частей рудных линз, они типично монометаллические; у верхнего и нижнего контактов они обогащаются железом и превращаются в более или менее выраженные биметаллические. Эта особенность наглядно видна в табл. 134 и 135, в которых вычислены марганцовые модули. У браунитовых и гаусманитовых руд модули достаточно высоки, чтобы считать их монометаллическими, у карбонатных много ниже, но все же на уровне 3,5—5,2, что говорит о железо-марганцовых рудах, относительно богатых марганцем.

Другой характерной чертой караджальских руд является их слабая фосфористость. Фосфора присутствует либо сотые доли процента, либо он отсутствует совсем.

Распределение элементов в караджальских рудах

Таблица 136

Местонахождение и тип руды	Mn	Fe	P	Mn: Fe	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge
	%				10 ⁻⁴ %										
Карбонатные марганцовые руды															
Восточный Караджал, карбонатная окисленная руда	35,36	10,32	Нет	3,43	67	6	Нет	563	7	134	49	18	4250	6	7
Скв. 502, карбонатная руда	16,02	3,08	»	5,20	22	14	12	53	8	Нет	23	12	380	7	1,6
Южный Караджал, скв. 348, глубина 123 м, марганцовистый известняк	1,42	5,58	0,03	0,26	67	8	Нет	88	10	7	23	19	79	12	1,9
Скв. 1516, карбонатная руда	5,26	5,02	Нет	1,05	28	27	6	35	4	Нет	23	19	44	5	0,7
Скв. 838, то же	7,27	1,96	»	3,71	5	20	6	31	10	»	16	7	44	4	1,4
Окисные марганцовые руды															
Скв. 832, глубина 751—752 м, гаусманитовая руда	37,10	1,68	Нет	22,1	22	9	11	35	8	10	10	16	1420	3	8,3
Скв. 516, браунитовая руда	43,48	0,56	»	77,6	—	—	12	26	20	Нет	26	112	256	—	1,7
Скв. 844, гаусманитовая руда	53,14	0,98	»	54,2	Нет	6	14	18	4	3	26	19	3230	1	3,4
Скв. 516, браунитовая слоистая руда	44,80	1,40	»	32,0	»	36	Нет	57	13	7	26	29	123	4	1,9
Скв. 516, браунито-гаусманитовая руда	43,26	1,96	»	22,1	»	10	10	53	14	3	23	24	227	5	5,6
Скв. 881, гаусманитовая руда	54,36	1,68	»	32,1	»	5	Нет	35	13	7	21	~520	1250	4	2,4
Северный Караджал, окисленная браунитовая руда	48,56	1,54	»	10,1	56	8	130	238	75	134	49	1235	2560	7	10,3
Железные руды															
Скв. 855, гематитовая руда	0,06	65,34	0,003	0,009	45	12	Нет	40	18	34	21	8	15	1	13,0
Скв. 404, тонкозернистая магнетитовая руда	0,04	58,36	0,03	0,0007	17	18	»	9	25	23	23	12	29	1	16,0
Среднее:															
для марганцовых руд карбонатных	15,98	5,09	0,007	3,14	30	17	6	29 (170)	7,2	Нет (134)	28	19	44 (1179)	5,5	2,7
для окисных	40,88	1,92	Нет	21,3	12,5 (78)	122 (74)	11 (130)	45 (69)	19,6	5 (134)	26	31 (249)	1230	4	4,7 (28)
для всех марганцовых руд	32,50	9,98	0,0003	10,9	19,8	14,2	9	42,9 (103)	15,5	3,2	26,8	24,5 (171)	1216	5	3,9
для железных руд	0,05	61,85	0,016	0,0008	31	15	Нет	24,5	21,5	28	22	10	22	1	14,5

Примечание. Цифры без скобок означают средние содержания элементов, исключая резко отклоняющиеся анализы; цифры в скобках — средние содержания по всем анализам, включая и резко отклоняющиеся.

Очень своеобразно поведение микроэлементов. Основное, что бросается в глаза в табл. 136, — очень большие амплитуды содержаний микроэлементов в рудах. Так, ванадий в четырех образцах марганцовых руд отсутствует вообще, в остальных же содержится в количестве от 5 до 67 десятитысячных, что составляет в среднем $19,8 \times 10^{-4}\%$; хрома — 5—27 десятитысячных, в среднем $14,2 \times 10^{-4}\%$; кобальта в четырех образцах нет, в остальных же содержание его колеблется от 6 до $14 \times 10^{-4}\%$, но в одном образце оно 130 десятитысячных; никеля от 18 до 57, в среднем 42,9, но в одном образце его до $563 \times 10^{-4}\%$; меди содержится от 4 до 75, в среднем $15,5 \times 10^{-4}\%$; молибдена в четырех образцах нет, в остальных он варьирует от 3 до 10 десятитысячных, но в двух образцах его содержится $134 \times 10^{-4}\%$; содержания вольфрама довольно устойчивые — от 10 до 49, в среднем 26,8 десятитысячных; свинца в марганцовых рудах мало: от 7 до $24 \times 10^{-4}\%$, но в одном образце 1230 десятитысячных; цинка, напротив, много: от 44 до 4250 десятитысячных, что в среднем дает $1216 \times 10^{-4}\%$; галлий от 1 до 12, в среднем $5 \times 10^{-4}\%$; наконец, содержание германия изменяется от 0,7 до $10,3 \times 10^{-4}\%$, в среднем 3,9 десятитысячных.

Таким образом, из 11 микроэлементов только четыре — V, Cr, W и Ga — показывают относительно ровные и притом малые содержания; у пяти — Co, Ni, Mo, Pb, Ge — обычно также ровные и низкие концентрации, но у каждого из этих элементов все же наблюдается по одному-два образца, в которых содержания резко уклоняются от среднего, многократно его превосходя, и только цинк чаще дает высокие содержания, измеряемые сотыми и даже десятими процента (0,2—0,4) и редко опускается до $44—79 \times 10^{-4}\%$; его средняя концентрация составляет 1216 десятитысячных. Рассмотренные цифры достаточно ярко показывают пестроту распределения микроэлементов при общем низком их содержании в марганцовых рудах.

К сожалению, количество проанализированных в настоящей работе образцов караджальских марганцовых руд невелико. Но этот пробел в известной степени заполняется данными полуколичественных спектральных анализов 26 проб руд, недавно опубликованных В. В. Калининым (1965). Содержания V, Cu, Ni составляют от нулевых до 0,000n%, Co — столько же, но иногда поднимаются до 0,0n%; Pb — от нуля до 0,0n%; Zn — 0,0n%; кроме того, почти всегда устанавливается наличие Ba (0,0n — 0,n%). В целом эти содержания отвечают тем, которые установлены обычным химическим путем, но, как всегда у полуколичественного спектрального анализа, содержания элементов варьируют значительно менее.

Итак, распределение микроэлементов в караджальских рудах отличается большой изменчивостью, особенно это касается Cu, Pb, Zn, иногда Co и Ni. Естественно спросить, отражает ли она изменчивость вноса этих микроэлементов гидротермами в морскую воду? Или же обусловлена наложением вторичных процессов на первичное низкое и довольно равномерное распределение микроэлементов в рудном осадке? К сожалению, достоверный ответ на этот вопрос пока невозможен.

Д. Г. Сапожников и В. В. Калинин отмечают, что в Караджальском месторождении имеет место пострудное положение гидротермального процесса, которое привело к возникновению вблизи даек интрузивных пород и в зоне разломов прожилочков сульфидов Cu, Pb, Zn, а также к локальному обогащению рудной толщи Ba, F, В. Но возможно и другое толкование этого явления: горячие воды только перетолжили в трещинах вещество, собранное ими из самих же рудных пород; в таком случае речь может идти не о дополнительном обогащении рудной толщи названными микроэлементами, а только о перераспределении уже имевшегося в ней их запаса, распределенного, к тому же, в руде неравномерно. Надо иметь в виду, что высокие содержания сульфидов Fe, Cu, Pb, Zn встре-

чаются не только в виде прожилков, заполняющих трещины, но и в виде отдельных точечных микровключений и микрослоек в нормально напластованной или массивной породе вдали от секущих рудную толщу дайк и разломов. Это обстоятельство указывает как будто на *первичность большой неравномерности в распределении микроэлементов в рудной толще*. Однако все это лишь попутные разрозненные наблюдения; для окончательного решения требуется проведение специальной систематически поставленной работы, важность которой заслуживает ее постановки.

Является ли изменчивость залегания и состава Mn руд специфической особенностью именно Караджальского месторождения или же она свойственна рудам Джаильминской мульды вообще? Ознакомление с существующими материалами показывает, что правильно второе решение.

Если на Караджале руды сосредоточены главным образом в верхнекараджальской свите, то западнее, на месторождениях Джайрем, Джумарт, Камыс, рудовмещающими являются породы нижнекараджальской свиты. Среди месторождений мульды есть такие, в которых преобладают железные руды (Большой Ктай), есть и существенно марганцовые (Малый и Средний Ктай, Клыч, Бастау и др.); имеются рудоносные пачки, в составе которых, помимо горизонтов железных и марганцовых руд, обособляются горизонты, обогащенные полиметаллами (Джайрем); встречаются, наконец, месторождения как с широким развитием яшм, так и с весьма ограниченным. В вертикальных разрезах часто наблюдается переслаивание руд разного состава и многократное чередование рудных и кремнистых прослоев. Так, на месторождении Джумарт, по данным М. М. Каюповой (1962), в вертикальном разрезе рудоносной толщи выделяются две марганцоворудные пачки и одна железорудная, их разделяющая. На месторождении Джайрем наблюдается неоднократная смена в вертикальном направлении железорудных горизонтов полиметаллическими сульфидными; внутри железорудных горизонтов окисные руды сменяются пиритовыми. На Малом Ктае (в 18 км к востоку от Караджала) развиты два рудных пласта небольшой мощности (первый 0,2—0,8 м, второй около 1 м), разделенные слоистой свитой гематито-магнетитовых руд и яшм; на Среднем Ктае, расположенном в небольшом удалении от Малого Ктая, — восемь марганцовых пластов, суммарной мощностью около 11 м, при мощности некоторых пластов до 2—5 м. Но на Большом Ктае, расположенном всего в 1,5 км от Среднего Ктая, распространены почти исключительно гематито-магнетитовые высококачественные руды; марганцовые представлены двумя маломощными (0,2—1,0 м) прерывающимися пластами и одним более мощным (от 2 до 6 м). На месторождении Клыч, в 15 км к юго-востоку от Караджала, развита свита кремнистых пород с одним пластом Mn руд мощностью около 2—2,5 м; здесь нет ни яшм, ни железных руд (Бетехтин, 1946).

Как видим, большая изменчивость марганцоворудного процесса во времени и пространстве свойственна не только Караджальскому месторождению, но всей Джаильминской мульде в целом. Как будет показано ниже, эта особенность присуща вулканогенно-осадочному марганцоворудному процессу вообще.

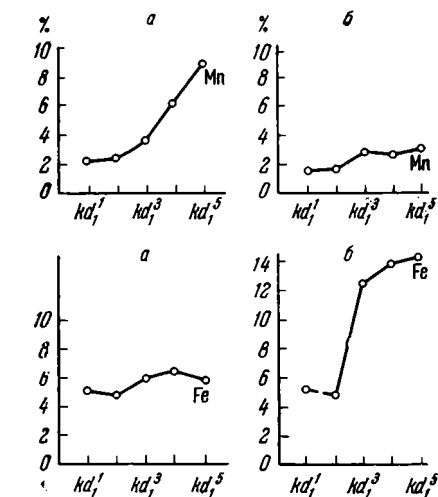
3. Геохимические черты вмещающих руду пород

Весьма интересна геохимия непосредственно вмещающих руду нижне- и верхнекараджальской свит. Как упоминалось, они состоят из переслаивания массивных и тонкослоистых кремнистых известняков с кремнисто-глинистыми известняками, а внизу разреза — и с углисто-глинисто-кремнистыми. Нижнекараджальская свита при этом имеет серый цвет, за исключением горизонта kd_1^3 , в котором на Караджале проступают красноватые тона на участке, где этот горизонт содержит железные

руды. Верхнекараджальская свита на Караджале красноцветная, но к западу и востоку сменяется сероцветными отложениями. Красноцветная же фация встречается на Джайремском, Джумартском и других участках. Характерную черту обеих караджальских рудовмещающих свит составляет обогащенность железом и марганцем. Эта черта очень ясно вырисовалась после работ на Караджале Д. Г. Сапожникова (1963) и В. В. Калинина (1965). Особенно ценны данные последнего исследователя, использовавшего для характеристики рудовмещающих пород тысячи

анализов кернов двух участков Караджальского месторождения — Западного и Дальневосточного. Результаты представлены графически на фиг. 171.

Как видим, на Западном Караджале в горизонте kd_1^1 среднее содержание Mn составляет 1,6%, вверх оно увеличивается, достигая в kd_1^5 3,17%; на Дальневосточном участке содержания марганца еще выше: в kd_1^1 — 2,14%, в верхнем горизонте — 9%. Таким образом, концентрация Mn в нижнекараджальской свите на обоих участках растет снизу вверх, притом больше на Дальневосточном участке, меньше на Западном. В верхнекараджальской свите вне собственно рудных горизонтов в Западном участке содержания Mn колеблются от 1—3 до 9%, редко до 13%; на Дальневосточном же — находятся на уровне, только редко превышающем 1—3%. Все это означает, что марганец в породах обеих караджальских свит резко превышает кларковый уровень, составляя от 20 до 90 кларков, иногда и выше. Это такие содержания, которые мы с полным



Фиг. 171. Содержания железа и марганца в породах караджальских свит (по В. В. Калинину, 1965, с дополнениями)

а — Дальневосточный участок; б — Западный Караджал

правом можем считать *зачаточными рудными*. Таким образом, во все верхнефаменское время на Караджальском месторождении длительно протекал, то усиливаясь, то ослабевая, зачаточный, а порой и заметный выраженный вулканогенно-осадочный марганцеворудный процесс, который дает себя знать в толще отложений, измеряемой 130 м. В пространстве он был выражен неодинаково сильно: в нижнекараджальское время на Западно-Караджальском участке слабее, чем на Дальневосточном, в верхнекараджальское — напротив, на первой площади сильнее, чем на второй. Зачаточному марганцеворудному процессу, следовательно, была свойственна та же изменчивость во времени и в пространстве, что и развитию рудной седиментации. Характерно, что эпохи формирования высокопроцентных руд в общем отвечают эпохам усиления зачаточного марганцеворудного процесса, так что собственно рудный процесс в данном случае представлял собой не что иное, как кратковременное резкое усиление, обострение процесса эмбрионально-рудного.

На диаграмме (см. фиг. 171) показано распределение железа в обеих свитах Караджальского месторождения. Повторяются те же особенности, что и у марганца. Во все верхнефаменское время железо осаждалось в количестве, явно превышающем кларковое содержание, свойственное кремнисто-карбонатным породам вообще, т. е. имел место длительно и непрерывно протекавший зачаточный железорудный процесс, сосуществовавший с марганцеворудным. Но, так как кларк концентрации Fe был

гораздо ниже кларка концентрации Mn и составлял от 2 до 6—7 (вместо 20—90 у Mn), то верхнефаменский зачаточный рудный процесс был в первую очередь марганцеворудным и лишь затем — железорудным.

Все предыдущее относилось к кремнистым известнякам, развитым непосредственно на месторождении и имеющим красный цвет. За пределами месторождения эти красноцветные известняки замещаются сероцветными верхнекараджальскими, но при этом сохраняют свою повышенную марганцевоспособность. Такая сероцветная фация вскрыта, например, к западу от Караджальского месторождения, причем породы содержат в среднем из 6 определений 1,11% Mn. На Дальневосточном участке, близ его южной границы, одна из скважин вскрыла сероцветные породы с содержанием Mn, равным 1,16% (Сапожников, 1963).

Е. А. Соколовой и Л. Н. Ботвинкиной (1965) опубликованы анализы 35 образцов верхнефаменских отложений Северного Джайрема, прилегающего к месторождению того же названия. Оказалось, что содержания Mn колеблются здесь от 0,12 до 1,42%, составляя в среднем 0,48%; содержания железа — от 1,55 до 8,08, в среднем 2,58%. Средний марганцевый модуль, следовательно, равен 0,19, т. е. на порядок выше, чем в породах с кларковым содержанием марганца и железа. В разрезе так называемой «клычской подфации», развитой в районе рудопроявления Клыч (в 18 км к юго-востоку от Караджала), среднее содержание марганца в 6 образцах скв. 20 составляет, по определениям Д. Г. Сапожникова, 0,82%. Такие же породы развиты западнее, во многих местах южного крыла Джайльминской мульды. Эти данные не оставляют сомнений в том, что на *всех участках верхнефаменского подводного вулканизма кремнистые и глинисто-кремнистые известняки, вмещающие марганцевое оруденение, отчетливо обогащены марганцем до 5—20 кларков* и что, следовательно, интенсивное, но локальное оруденение в этой мульде повсеместно происходило на фоне длительно и непрерывно протекавшего слабо выраженного (зачаточного) марганцеворудного процесса. Громадность выноса вулканогенного марганца делается еще более отчетливой, если вспомнить, что, например, на Северном Джайреме мощность кремнисто-карбонатной толщи достигает 660 м вместо 130 м на Караджальском месторождении.

В то же время сероцветные известняки, сменяющие верхнефаменскую рудоносную толщу по ее восстанию на бортах Джайльминской мульды, а также в сторону ее ядра — подстилающие и перекрывающие — отличаются низкими содержаниями марганца (порядка 0,04—0,05%), т. е. кларковыми.

Как и в рудах, во вмещающих породах встречается ряд микроэлементов (табл. 137). Количественные спектроскопические определения во вмещающих породах Северного Джайрема (Соколова, Шумихина, 1966) для 13 образцов дали следующие средние величины: V — 58 (от 20 до 112), Cr — 31 (от 14 до 55), Co — 32 (от 11 до 73), Ni — 47 (от 6 до 104), Cu — 81 (от 7 до 300). Тот же порядок величин получен и в полуколичественных спектральных определениях этих элементов, опубликованных Д. Г. Сапожниковым (1963) и В. В. Калининным (1965), с той лишь разницей, что в некоторых их пробах эти элементы не обнаружены.

Из сопоставления этих величин с данными табл. 135 явствует, что V, Co, Ni, Cu находятся в рудах не в большем, а меньшем количестве, чем во вмещающих породах; соотношение своеобразное и впервые наблюдаемое нами в марганцеворудных месторождениях. Так как аналитический материал незначителен, вывод требует проверки.

Характеризуя верхнефаменские рудовмещающие породы, нельзя пройти мимо характерной, широко развитой конкреционной текстуры, впервые отмеченной Е. А. Соколовой (1958) и свидетельствующей об интенсивном диагенетическом перераспределении вещества в карбонатно-кремнистом, несколько обогащенном Fe и Mn, осадке. Текстура эта

Содержание малых элементов (в 10^{-3} %) в верхнефамских породах Северного Джайрема (по Е. А. Соколовой и И. В. Шумихиной, 1966)

Группа пород	№ образца	В породе					В бескарбонатной части породы					
		V	Cr	Ni	Co	Cu	V	Cr	Ni	Co	Cu	
I	9	a	26	18	13	12	7	78	54	39	36	21
		б	30	29	14	14	8	64	62	30	30	17
	8	a	29	16	14	11	17	80	44	38	30	49
		б	34	33	21	16	24	68	66	42	32	48
	10	a	33	6	20	17	21	90	16	56	47	58
		б	83	36	46	40	98	136	59	76	66	161
	102	a	28	16	28	60	6	79	45	79	170	17
		б	51	34	27	38	6	71	47	38	53	8
	13	a	24	20	21	14	32	67	56	58	39	89
		б	40	31	19	15	18	65	50	31	24	29
	6	a	36	14	10	11	11	123	48	34	38	38
		б	60	42	22	23	23	113	79	41	43	43
	Среднее	a	29	31	21	29	14	86,16	43,83	50,66	60,00	45,33
		б	58	34	31	32	40	86,16	60,50	43,00	41,33	51,00
Отношения содержания малых элементов в стяжениях и вмещающей их массе		—	—	—	—	—	1	0,72	1,18	1,45	0,89	
II	111	a	32	9	12	12	44	139	39	53	53	191 *
		б	37	31	19	19	300	76	64	39	39	620 *
	110	a	24	7	2	6	9	107	31	9	27	40
		б	34	22	26	24	32	64	44	52	48	64
	108	a	32	18	6	17	14	175	98	32	93	77
		б	49	41	15	11	8	59	49	18	13	9
	73	a	23	10	10	12	23	101	44	44	53	123
		б	34	18	18	14	42	102	54	54	42	126
	700	a	27	Не опр.	17	13	7	181	Не опр.	114	87	43 *
		б	82	0,0055 *	104	58	300	104	70 *	132	74	330 *
	800	a	20	2	9	8	2	100	10	45 *	40	10
		б	116	20	223	73	20	184	20	353 *	116	3
	Среднее	a	26	9	10	11	17	133,83	41,44	50,40	58,83	62,50
		б	58	31	66	33	116	98,16	48,66	59,00	55,33	59,50
Отношения содержания малых элементов в стяжениях и вмещающей их массе		—	—	—	—	—	1,36	0,91	0,85	1,06	1,23	

Примечание. а — карбонатные прослои или стяжения, б — вмещающая стяжения масса.

* Цифры, не учтенные при выведении средних.

заключается в наличии небольших по размерам (от 1—2 мм до 1—2 см) карбонатных стяжений, плоских и округлых, которые рассеяны в породе. В массивных разностях пород стяжения разрознены, в слоистых — приурочены к карбонатным прослоям; глинистые слои их обтекают. При массовом развитии стяжений они деформируют нормальную горизонтальную слоистость пород, превращая ее в волнистую. При тектонических же деформациях таких богатых конкрециями пород развивается сложная стиглолитоподобная петельчатая текстура, причем сами конкреции сильно деформируются, часто раскалываются на куски, а вещество глинистых прослоев втискивается между деформированными стяжениями (Е. А. Соколова, 1963а; Соколова, Ботвинкина, 1965; Сапожников, 1963).

Насколько интенсивно происходила концентрация карбонатного материала в стяжениях, видно из табл. 138, в которой дано содержание карбонатов, FeS_2 , а также валовых количеств Fe и Mn во вмещающих конкрециях породах и в самих стяжениях. Эти данные относятся к Северному Джайрему, но полное сходство пород этого участка с Караджальским позволяет рассматривать цифры табл. 138 в качестве выражающих общие тенденции в верхнефаменских рудовмещающих породах вообще.

Показателем интенсивности стягивания карбонатов является отношение суммы $CaCO_3 + MgCO_3 + MnCO_3$ в конкрециях к сумме этих же компонентов во вмещающей конкрецию породе. В первой группе пород, включающей горизонтальнослоистые разности с малым количеством стяжений, отношение это колеблется в пределах 1,12—2,27; во второй группе, куда входят волнистослоистые и петельчатослоистые породы, оно поднимается до 1,15—4,77, т. е. процесс стягивания интенсифицируется. При этом сами стяжения в волнистослоистых известняках более карбонатны, чем в известняках горизонтальнослоистых: в последних отношение суммы карбонатов $CaCO_3 + MgCO_3 + MnCO_3$ к некарбонатному материалу составляет 2,33, тогда как в группе волнистослоистых — 4,54. Таким образом, при диагенезе будущих волнистослоистых кремнистокарбонатных пород процессы перераспределения и стягивания карбонатов протекали гораздо интенсивнее, чем при диагенезе горизонтальнослоистых осадков. Характерно, что это перераспределение захватило только карбонатный материал. Железо — Fe_2O_3 — количественно представлено богаче в глинистых прослойках, а не в карбонатных стяжениях. Фосфаты также всегда и без исключения обогащают глинистые прослойки и беднее в конкрециях. То же относится к V, Cr, Co, Ni, Cu. Марганец же явно тяготеет к карбонатным стяжениям; в глинистых слоишках горизонтально наслоенных пород его среднее содержание 0,48%, а в стяжениях — 0,67%; в волнистослоистых породах величины соответственно 0,55 и 0,72%; отсюда марганцовые модули в глинистых слоишках обоих типов пород равны 0,19 и 0,21, а в карбонатных стяжениях — соответственно 0,37 и 0,74. Все эти явления хорошо гармонируют друг с другом и укладываются в формулу: *перераспределялись и концентрировались в стяжениях лишь те компоненты ($CaCO_3 + MgCO_3 + MnCO_3$), которые сохраняли свою подвижность в условиях щелочной среды, которая, очевидно, и была в осадках верхнефаменского времени.*

4. Некоторые вопросы генезиса Караджальского месторождения

Два вопроса в генезисе Mn руд Джаильминской мульды представляют особый интерес при их сравнительно-геохимическом исследовании. Один из них касается механизма и времени отделения марганца от железа, второй — формы поступления марганца в осадок и роли диагенеза в формировании руд.

**Химический состав (в %) верхнефаменских
(по Е. А. Соколовой)**

Группа пород	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeS ₂	MnO	MnCO ₃	CaCO ₃		
Толсто-слоистые кремнистые известняки	21	a	20,26	0,23	3,79	2,54	0,43	0,06	0,47	67,92	
		б	35,91	0,47	7,72	3,46	0,11	0,11	0,23	41,73	
	9	a	22,44	0,23	5,20	2,39	0,22	0,94	1,20	65,33	
		б	31,84	0,34	6,22	2,91	0,32	0,88	1,20	52,18	
	8	a	24,36	0,20	4,96	1,84	0,28	0,02	1,31	62,36	
		б	33,70	0,30	6,53	2,52	0,49	0,18	1,15	49,18	
	10	a	26,84	0,54	3,25	1,96	0,60	Нет	1,78	61,23	
		б	40,02	1,55	6,75	3,43	1,55	0,13	0,66	38,03	
	102	a	20,23	0,20	4,34	2,50	3,43	0,37	1,70	63,02	
		б	46,01	0,40	10,23	4,50	1,89	0,07	0,87	27,41	
	13	a	23,59	0,24	4,56	2,64	0,39	0,12	1,15	62,99	
		б	39,88	0,47	9,17	3,80	0,58	0,004	0,92	37,44	
	6	a	18,84	0,43	3,27	1,57	0,47	Нет	1,32	68,94	
		б	34,65	1,10	6,73	2,84	0,88	»	0,97	45,64	
Средние значения	}	a	22,36	0,29	4,19	2,20	0,39	0,21	1,47	64,54	
		б	37,43	0,66	7,62	3,75	0,64	0,20	0,85	41,66	
Петельчатые кремнистые известняка	111	a	14,90	0,44	2,26	1,85	0,43	0,25	0,79	74,91	
		б	34,37	0,57	5,94	3,79	0,02	0,13	0,66	47,82	
	110	a	14,64	0,10	1,67	2,80	0,11	0,21	1,10	76,48	
		б	31,79	0,30	8,95	4,59	0,43	0,13	0,74	49,54	
	108	a	8,92	0,12	2,47	1,99	0,56	0,41	1,12	80,61	
		б	51,96	0,57	11,51	6,05	0,11	0,25	0,26	16,86	
	73	a	14,46	0,10	2,26	1,87	0,25	1,28	1,84	75,48	
		б	21,00	0,23	4,48	2,21	0,20	1,17	1,37	65,36	
	700	a	10,65	Нет	Нет	Нет*	0,08	Нет	0,58	84,54	
		б	37,52	2,21	10,90	11,51	0,06	»	1,62	19,73	
	800	a	17,57	Нет	0,38	0,62	0,04	0,82	1,31	78,72	
		б	32,99	0,74	11,98	5,85	0,01	0,59	1,02	32,24	
	Средние значения	}	a	13,52	0,12	1,50	1,83	0,24	0,49	2,62	79,12
			б	34,93	0,77	8,96	4,48	0,12	0,37	0,94	35,25

а — карбонатные прослой или стяжения; б — вмещающая стяжения масса.

* Цифры, не учтенные при выведении средних значений.

В вопросе об отделении Mn от Fe принципиально возможны два решения: разделение их еще внутри очага, в процессе формирования гидротерм, либо дифференциация уже в морском водоеме, при постепенном смешении гидротерм с морской водой. Оба эти логически возможные решения действительны и представлены в литературе. В. В. Калинин (1965), по видимому, целиком поддерживает вторую точку зрения; Е. А. Соколова

пород Северного Джайрема
и И. В. Шумихиной, 1966)

MgCO ₃	Ca ₃ (PO ₄) ₂	С	MnCO ₃ + +CaCO ₃ + +MgCO ₃	MnCO ₃ + +CaCO ₃ +MgCO ₃ стяжений	Fe	Mn	Mn : Fe
			SiO ₂ +Al ₂ O ₃ + +Fe ₂ O ₃	MnCO ₃ +CaCO ₃ вмещающих масс			
Нет	0,15	0,34	2,56	1,62	1,97	0,27	0,14
3,18	0,15	0,63	0,96		2,47	0,19	0,08
0,33	0,39	0,16	2,23	1,12	1,67	0,73	0,44
Нет	0,55	0,34	0,13		2,03	0,68	0,33
»	0,39	0,18	2,04	1,26	1,41	0,64	0,45
»	0,54	0,17	0,12		1,99	0,73	0,34
0,46	0,16	0,08	1,98	1,62	1,65	0,71	0,43
0,53	0,33	0,22	0,78		3,19	0,42	0,13
Нет	0,46	0,24	2,39	2,27	3,35	1,10	0,39
»	0,50	0,05	0,46		4,03	0,47	0,12
»	0,35	0,23	2,09	1,67	2,03	0,68	0,31
0,21	0,55	0,36	0,73		2,92	0,47	0,16
0,50	0,00	0,19	2,99	1,50	1,31	0,59	0,45
0,09	0,19	0,38	1,06		2,43	0,45	0,18
0,18	0,28	0,20	2,33	—	1,91	0,67	0,37
0,57	0,40	0,31	0,60		2,72	0,48	0,19
1,23	0,09	0,03	4,05	1,56	1,50	0,57	0,38
3,16	0,13	0,10	1,17		2,66	0,42	0,16
Нет	0,35	0,35	4,06	1,40	1,80	0,69	0,38
»	0,50	0,08	1,11		3,31	0,46	0,14
»	0,39	0,13	6,11	4,77	1,65	1,17	0,71
»	0,46	0,27	0,25		4,28	0,32	0,07
»	0,39	0,08	4,16	1,15	1,21	0,99	0,76
»	0,46	0,08	2,41		1,55	0,91	0,59
»	0,04	0,03	7,99*	3,98	Нет*	0,28	—
»	0,24	Нет	0,35*		8,08*	0,74	0,09*
»	0,35	0,03	4,31	3,44	0,43	0,63	1,46
3,68	0,74	0,68	0,73		4,09	0,48	0,11
0,21	0,26	1,10	4,54	2,71	1,32	0,72	0,74
1,14	0,35	0,20	1,13		3,17	0,55	0,21

и Л. Н. Ботвинкина (1965) — первую; позиция Д. Г. Сапожникова неопределенна, но скорее тяготеет к первой точке зрения.

Нам представляется, что гипотеза отделения марганца от железа в самом бассейне в применении к рудам Джайльминской мульды наталкивается на ряд существенных трудностей. Принимая ее, нужно указать пункты, в которых происходило высачивание гидротерм и вынос железа,

а также проследить последовательное отделение Mn от Fe. В качестве источников гидротерм Д. Г. Сапожников принимает два разрыва северо-восточного направления на Западно-Караджальском участке, ибо вблизи них и между ними мощности руд горизонта kd_2^3 достигают максимальных величин. Но ведь оба эти разрыва рассекают караджальскую свиту и имеют весьма малую амплитуду смещения (10—20 м). Думается, что в современном своем виде эти разрывы не дорудные, а п о с т р у д н ы е и потому видеть в них очаги подводной разгрузки гидротерм нельзя.

Но допустим все же, что указанный Д. Г. Сапожниковым очаг функционировал и что отделение Mn от Fe в бассейне происходило. В таком случае надлежит указать рудные площади, на которых отчетливо проявлялся этот процесс. На первый взгляд, ими являются Западный и Восточный Караджал, взятые вместе, ибо на первом железо резко преобладает над марганцем (в абсолютных массах, как мы видели, они относятся как 10 : 1), а на втором отношение Fe : Mn выражается как 1 : 1,5. Этот пример, однако, не убедителен, ибо *участок Западного Караджала не переходит непосредственно в участок Караджала Восточного, но отделен от него полосой безрудных пород*. Кроме того, рудные слои Восточного Караджала (основной марганцовый пласт — железорудный пласт — параллельный марганцовый пласт) стратиграфически отвечают аналогичной тройке $Mn_1 - Fe_1 - Mn_2$ на Западном Караджале, а вовсе не всей рудной толще последнего; стало быть, вышеуказанное сопоставление абсолютных масс Fe + Mn на двух этих участках и как будто намечающееся из него отделение Mn от Fe и с этой стороны неправомерно. Все эти соотношения исключают возможность трактовать обособление Mn от Fe в области Западного и Восточного Караджала в качестве явления, протекавшего в самом бассейне.

Тот же вывод получается и при сравнительном анализе рудных тел горизонта kd_1^3 на Западном Караджале и на Северном участке. Эти рудные тела также пространственно разъединены и, стало быть, питались из разных источников. Что касается сложно построенного горизонта kd_2 , в котором руды локализованы на Северном и Дальневосточном участках, а также руд kd_1^5 на участке Западного Караджала, то говорить применительно к ним об отделении Mn от Fe внутри водоема не приходится совсем, ибо в данном случае были отложены только марганцовые руды, без сопровождения их сколько-нибудь выраженными железорудными накоплениями.

Итак, убедительных доказательств отделения гидротермального марганца от железа в самом бассейне нет. Обособленное залегание марганцовых руд от железных на Караджальском месторождении может быть понято только при допущении изменчивости состава гидротерм во времени, т. е. отделения Fe от Mn в самом вулканическом очаге.

Необходимо иметь в виду еще одно существенное обстоятельство. Поступление гидротерм на площадь Караджальского месторождения происходило, по-видимому, не из одного, а из нескольких обособленных очагов гидротерм.

На западе этого месторождения в рудной толще встречаются прослойки спилитов и их туфов мощностью 0,2—12 м, причем еще западнее, судя по профилю, опубликованному Д. Г. Сапожниковым, рудная толща вообще замещается эффузивами. *Совершенно несомненно, что один из очагов гидротерм должен был помещаться где-то в западном эффузивном поле*; он питал рудную седиментацию Западного Караджала. Судя по обилию и мощности рудных накоплений на этом участке, именно западный очаг был наиболее активен. В 10 км к юго-западу от Караджала, а также на юго-восток от него скважинами вскрыты породы кислого состава — фельзиты, причем тонкие прослойки их и их туфов встречаются в разрезе Даль-

невосточного участка Караджала. Вполне вероятно, что эти два очага вулканизма также принимали участие в формировании рудной толщи Караджала. С ними, видимо, связаны железорудные линзы нижнекараджальской свиты Южного Караджала и крупная марганцовая линза kd_2^1 Дальневосточного участка; недаром она становится более мощной именно в юго-восточном направлении.

Из сказанного следует, что сложность соотношений марганцовых и железорудных накоплений в Караджальском месторождении объясняется не процессами отделиения марганца от железа в водах бассейна, а большой изменчивостью во времени геохимических процессов в очагах, порождавших гидротермальные растворы, а также наличием многих очагов гидротерм, питавших рудную седиментацию.

Вопрос о формах вноса в осадок гидротермальных марганца и железа и о роли диагенеза в формировании руд допускает пока самое общее решение.

Мы должны исходить здесь из следующих эмпирически наблюдаемых соотношений.

Верхнекараджальская свита в пределах месторождения имеет красный цвет и отличается значительным содержанием Fe и Mn, особенно в рудах. В железорудной фации широко распространены гематитовые и магнетитовые руды, ничтожно — сидеритовые и хлоритовые руды. Марганцеворудная фация на Западном Караджале (горизонт kd_2^3) представлена также в подавляющей массе окисными типами (превращенными после метаморфизма в браунитовые и гаусманитовые), на Дальневосточном же участке — преимущественно карбонатами, но значительно развиты и окисные руды (браунит-гаусманитовые). Содержание $S_{орг}$ в породах, по единичным определениям Д. Г. Сапожникова, либо ничтожное (максимально 0,3%), либо не устанавливается совсем. В рудах $S_{орг}$ нет. Таким образом, в верхнекараджальское время обстановка в водоеме (т. е. и в наддонной воде, и в илах) была резко неблагоприятна не только для возникновения закисных минералов Fe и Mn, но даже и для сохранения их, если они каким-либо образом поступали на дно. Единственным условием сохранения карбонатов Fe и Mn было быстрое их накопление на дне, благодаря чему они как бы автоматически изолировались от окисляющего действия морской воды. Эти соображения заставляют полагать, что оба рудных компонента (Mn и Fe) поступали в бассейн в закисной — бикарбонатной — форме. Когда внос их в морскую воду не был слишком интенсивным, выделившиеся в твердую фазу карбонаты успевали окислиться еще при падении через наддонную воду и во время относительно долгого пребывания в поверхностном слое осадка, в соприкосновении с кислородсодержащей водой. Но, когда поступление гидрокарбонатных растворов Fe и Mn из гидротерм становилось бурным, закисные формы не успевали окислиться в наддонной воде, ибо последняя быстро — но на время! — лишалась кислорода, а быстрое накопление карбонатного осадка на дне уводило $FeCO_3$ и $MnCO_3$ из верхней зоны осадка вниз и тем самым предохраняло от последующего окисления его кислородом наддонной воды, когда он вновь в ней появлялся.

В той же бикарбонатной форме Fe и Mn вносились в водоем и в нижнекараджальское время, но гораздо большее содержание в осадке $S_{орг}$ (в kd_1^1 — 1,43%; в kd_1^2 — 2,06% и т. д.) предохраняло карбонаты от быстрого окисления, и они сохраняли свою первоначальную седиментационную форму.

Если это так, то химико-минералогические преобразования в диагенезе караджальских вулканогенно-осадочных руд протекали противоположно тому, как происходили они в диагенезе нормально-осадочных олигоценовых накоплений марганца. В последних преобразования первичного осадка были направлены в сторону редукции Mn^{4+}

в Mn^{2+} и Fe^{3+} в Fe^{2+} с образованием у марганца карбонатов сложного состава, а у железа еще и лептохлоритов и сульфидов (мало!). В караджальских рудных осадках диагенез в лучшем случае только сохранял поступившие на дно карбонаты марганца и железа, а также сульфиды последнего и малых элементов, когда в составе фумарол имелся еще и сероводород; в худшем же — происходило окисление закисных форм в окисные, причем карбонаты марганца были более устойчивыми в этом процессе сравнительно с карбонатами железа.

Что касается значения диагенеза как рудообразующего фактора, то в силу практической неизученности внутренней текстуры рудных тел о нем можно пока только догадываться. Во вмещающих руду породах диагенетическое перераспределение Mn (вместе с $CaCO_3 + MgCO_3$) было широко распространено и иногда достаточно интенсивно, что нашло выражение в широком распространении мелких карбонатных стяжений. По некоторым данным можно допустить, что перераспределение марганца происходило также и в рудных телах и что макролинзы марганцевых руд представляют собой совокупность большого количества относительно небольших линз, возникших при диагенетическом перераспределении рудного вещества и стягивании его в эти линзы. Поэтому можно допустить, что диагенез при возникновении Mn руд Караджальского месторождения (и руд Джаильминской мульды вообще) имел несомненное рудообразующее значение, хотя количественно оценить его пока нельзя.

5. Геохимические черты вулканогенно-осадочных руд месторождения Тахта-Карачи в Средней Азии

Месторождение Тахта-Карачи находится на западном продолжении Зеравшанского хребта и является одним из серии приблизительно одно-возрастных палеозойских месторождений, вытянутых цепочкой на протяжении около 250 км (Дауташ, Кзылбайрак, Чупан-Ата, Зиаэтдинское, Забонское).

Рудовмещающая толща в районе месторождения имеет, по Е. А. Соколовой (1963б), следующий разрез. Нижним членом ее являются известняки темно-серого и серого цвета, мелко- и тонкозернистые, плитчатые, мощностью 200—250 м. На них залегают известняки белые и светло-серые, вероятно, туфогенные (30—40 м). Их сменяет вверх свита сильно измененных эффузивов и туфов (200—250 м), перекрываемая светлыми известняками, аналогичными подстилающим эффузивную свиту (80—90 м). Далее следует продуктивная пачка месторождения: кремнистые черные известняки, плитчатые известняки, фтаниты и подчиненные им прослойки кислых эффузивов и марганцевых руд; общая мощность пачки 130—140 м. Покрывается она светлыми массивными известняками видимой мощностью 80—150 м.

Возраст рудоносной толщи Тахта-Карачинского месторождения остается пока неясным. В. С. Чекунов (1963) относит ее к ордовику (уинлокландоверу), Е. А. Соколова (1963б) — к верхнему силуру — нижнему девону.

Фациальный тип рудоносной толщи не вызывает сомнений. Она возникла в условиях открытого бассейна, в период максимального развития трансгрессии моря и наиболее ограниченного поступления терригенного материала с суши. В этом отношении рудоносная толща Тахта-Карачи является полным аналогом верхнефаменской рудоносной толщи Джаильминской мульды.

Продуктивный горизонт прослеживается на 8 км при максимальной мощности 250 м и включает, по В. С. Чекунову, пять рудных участков.

«Марганцевые руды месторождения Тахта-Карача обычно залегают среди фтанитов, обособляясь внутри них в виде залегающих согласно

линз, длина которых измеряется от десятков до сотен, а мощность — от единиц до десятков метров. Эти линзы располагаются кулисообразно или цепочкой вдоль горизонта, при этом они иногда бывают настолько сближены, что создается видимость единого рудного пласта. Представление о монолитности рудной залежи, однако, опровергается при более детальном ее изучении. Любая крупная рудная линза, обособляющаяся среди вмещающих пород, в свою очередь, состоит из серии более мелких линз, разобленных друг от друга прослойками, сложенными безрудным веществом. Другими словами, рудное вещество проявляет неизменную тенденцию к обособлению, образуя своего рода стяжения среди вмещающей кремнисто-карбонатной массы. Очень вероятно, что современная линзовидная форма рудных тел обуславливается не каким-то специфическим поступлением рудного вещества в бассейн, в котором оно отлагалось, а перераспределением компонентов илов в диагенезе» (Соколова, 19630, стр. 75).

«Характерная особенность рудных тел,— пишет В. С. Чекунов,— расщепление их в плане на отдельные и веерообразно расходящиеся небольшие тела, а также постепенный переход по простиранию и мощности в убогие руды, а затем в оруденелые и безрудные породы... Однако постепенный переход во вмещающие породы не является строгой закономерностью для всех рудных тел, так как некоторые из них при сравнительно высоком содержании марганца имеют довольно четкие границы. По падению отдельные рудные тела также расщепляются на маломощные прослои, но некоторые из них сохраняют свою мощность до глубины 50—60 м. При этом содержание металла в руде по отношению к поверхности остается без изменения» (Чекунов, 1963, стр. 11).

Минералогический состав тахта-карачинских руд, к сожалению, пока не выяснен. По В. С. Чекунову, руды эти сложены браунитом, гаусманитом, псиломеланом, пиролюзитом, вернадитом, причем три последних минерала развивались за счет гидратации и окисления двух первых. Но Е. А. Соколовой (устное сообщение) в кернах скважин были открыты карбонатные руды, причем псиломелан и вернадит развиваются за счет карбонатных минералов; браунит и гаусманит в рудах отсутствуют.

Геохимический облик тахта-карачинских руд довольно характерен (табл. 139). Они богаты марганцем (13—25 %) и за редкими исключениями содержат заметное количество железа (4—10 %), т. е. принадлежат к типу биметаллических или железо-марганцовых накоплений. Кремнезема присутствует от 20 до 45 % (Чекунов, 1963), главным образом в виде свободной двуокиси кремния. Фосфора весьма мало (обычно немногие сотые доли процента), а иногда его нет совсем. Малые элементы отличаются весьма ровным распределением в руде, причем средние содержания их низки (особенно Ni, Cu, V); несколько повышены количества молибдена. Сочетание довольно низких концентраций микроэлементов с их удивительной выровненностью придает тахта-карачинским рудам ярко выраженную индивидуальность сравнительно с караджальскими и некоторыми другими ниже характеризуемыми вулканогенно-осадочными накоплениями марганца.

Большой интерес представляет вопрос о содержании марганца в тех породах, которые непосредственно вмещают и замещают руды и частью входят в состав рудной пачки, разделяя рудные линзы, а частью подстилают, замещают и перекрывают рудный горизонт.

Е. А. Соколовой произведено массовое опробование вмещающих пород (табл. 140), причем по каждому типу их сделаны десятки определений.

Оказалось, что за пределами продуктивного горизонта содержания марганца весьма низки и даже меньше кларковых. Внутри рудного горизонта одни породы — кремнистые известняки, фтаниты — дают слегка повышенные содержания марганца, другие — темные известняки, гли-

Содержания Mn, Fe, P и малых элементов в марганцевых рудах месторождения Тахта-Карачи

№ образца	Mn	Fe	P	Mn:Fe	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge	
	%				10 ⁻⁴ %											
88	18,10	14,10	0,47	1,28	17	17	28	62	25	15	21	24	30	3	1,3	
696	16,77	6,13	0,005	2,73	17	27	24	70	43	10	18	16	58	4	2,1	
672	8,76	1,51	0,01	5,80	11	12	20	26	11	3	16	3	23	1	2,5	
666	23,29	4,83	Нет	4,80	22	22	4	26	20	7	21	16	85	3	2,5	
93	13,74	4,90	0,01	2,80	17	15	35	70	33	23	23	42	88	2	1,3	
665	12,57	6,60	0,05	1,90	11	14	14	31	48	33	21	26	36	2	2,5	
298	13,55	0,84	0,03	16,10	6	12	39	31	11	81	31	8	111	7	2,5	
300	2,12	0,87	0,06	2,52	Нет	15	60	88	23	15	26	34	49	1	2,0	
702	27,38	6,56	0,01	4,17	11	26	22	79	20	27	26	32	42	7	1,6	
701	13,36	4,69	0,03	2,80	56	26	23	44	30	33	26	10	38	4	1,0	
668	21,58	3,02	0,01	7,14	Не определялись										7	3,0
113	32,46	5,27	Нет	6,17	»										7	Неопр.
126	22,34	10,12	0,02	2,20	»										4	0
671	17,32	2,26	Нет	7,60	6	29	Нет	79	18	40	23	4	40	4		
Среднее	17,31	5,12	0,04	3,38	16	20	20	55	26	26	23	19,6	45,3	4	2,0	

нистые фтаниты, порфириды — характеризуются в среднем низкими и очень низкими количествами марганца, хотя иногда среди них и встречаются породы с содержаниями марганца выше кларкового. Таким образом, в рудном горизонте месторождения Тахта-Карачи нет того общего высокого марганцевого фона, на котором развиваются руды караджальские. Можно говорить только об очень слабом общем заражении рудоносной пачки, благодаря чему в ходе диагенетического перераспределения отдельные участки пород, разделяющих рудные линзы, почти совсем лишились марганца, в других же его содержание поднялось до 0,19—0,28%

Таблица 140

Содержание марганца в различных типах рудовмещающих пород

Тип породы	Содержание Mn, %		Примечание
	пределы колебаний	среднее	
Светлые известняки	0—0,07	0,016	Подстилающие и покрывающие рудный горизонт породы
Темные известняки (нижняя пачка)	0,02—0,70	0,026	
Темные известняки	0,005—0,2	0,010	Продуктивный горизонт
Кремнистые известняки и известковые фтаниты	0,01—0,28	0,25	
Известковые фтаниты	0,05—0,19	0,13	
Глинистые фтаниты	0—0,126	0,025	
Порфириды	0,01—0,17	0,05	

В рудном горизонте других рудных участков Западного Зеравшана соотношения, однако, иные. Так, на Дауташском и Кзылбайракском месторождениях кремнистые известняки, по В. С. Чекунову (1963), повсеместно марганценосны и содержат до 2% марганца. Среди известняков в виде пятен и полос встречается родохрозит. Здесь общий фон рудного марганцевого процесса напоминает тот, который мы видели в Джаильминской мульде. Но эти данные требуют проверки.

6. Геохимические черты палеоценовых руд Тетрицкаройского района Грузии

Еще один пример накоплений марганца около единичных или немногих очагов вулканизма дает Тетрицкаройский район Грузии.

В районе Тетрицкаро, по Г. А. Авалиани (1963, 1967), оруденение связано с верхними горизонтами палеоцена, состоящими из глин, песчанников, мергелей, туфобрекчий и линз известняков, перекрытых андезитовой свитой. Руды приурочены в одном случае к известнякам, в другом — к туфогенным породам (туфобрекчиям, туфам, туфопесчаникам) и представляют собой пластовые (Чхиквта) и пластообразные (Самеба) тела мощностью до 15 и 9 м (при среднем ее значении около 10 и 4 м), залегающие согласно с вмещающими породами. Размеры рудных залежей около 60 м (Чхиквта) — 150 м (Богви) по простиранию. Таким образом, по условиям нахождения это — ближние околотовулканические марганцовые накопления, связанные с отдельными очагами разгрузки гидротерм¹.

Современный минеральный состав руд характеризуется парагенезом только окисных минералов — пиролюзита, псиломелана, манганита (?) с гетитом и гидротетитом. Два последних развиты главным образом в Богви и Самеба. По-видимому, месторождение подверглось глубокому окислению и не сохранило (или почти не сохранило) первичных минеральных форм марганца.

Как видно из табл. 141, руды относятся к биметаллическим с сильно варьирующими соотношениями марганца и железа; чаще преобладает марганец, но в некоторых образцах — железо; в среднем марганца 25,27%, железа 12,42%. Марганцовый модуль сильно варьирует от 0,52 до 66,8, но в среднем составляет 2,00, что типично для руд железо-марганцевого класса. Характерно чрезвычайно низкое содержание фосфора (в среднем 0,045%), но в половине образцов он отсутствует. Из малых элементов два — молибден и германий — показывают очень высокие и достаточно устойчивые содержания, у первого — в среднем $65 \times 10^{-4}\%$, у второго — $13,4 \times 10^{-4}\%$, что резко превышает их кларк в земной коре. Эти микроэлементы являются, следовательно, специфическими для тетрицкаройских марганцовых руд, придающими им своеобразный геохимический облик. V, W, Co, Zn находятся на обычном для марганцовых руд уровне, причем мало меняются в разных пробах. Что касается остальных микроэлементов (Cr, Ni, Cu, Pb), то в подавляющем числе образцов содержания их низкие и очень низкие, но в одном, редко в двух образцах каждый из микроэлементов этой группы дает неожиданно высокие концентрации. В табл. 141 отмечены эти резко отклоняющиеся от обычного содержания пробы, а при выведении средних даны, с одной стороны, величины, полученные при учете всех анализов на данный элемент, с другой — величины, при вычислении которых резко уклоняющиеся значения не включались в расчет. Как видим, разница радикальная.

¹ Существует, впрочем, и иное генетическое толкование тетрицкаройских руд — в качестве гидротермальных.

**Химический состав палеоценовых руд Закавказья
(Тетрицаройский район)**

Местонахождение и № образца	Mn	Fe	Mn : Fe	P	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge
	%			%	10 ⁻⁴ %										
Участки															
Богви															
обр. 23	14,95	10,05	1,487	0,06	168	62	8	4	35	73	47	5	74	14	[11,5]
обр. 2а	23,77	17,17	1,38	Нет	[28]	11	35	35	3	73	47	4	81	4	[25,4]
обр. 2б	7,46	11,72	0,637	0,20	123	16	39	[172]	30	57	42	[84]	[109]	14	8,0
Зеда-Горди *	46,76	0,70	66,8 **	Нет	146	20	32	20	[450]	94	31	2	90	17	7,5
Самеба	12,19	23,31	0,52	0,002	50	15	Нет	18	5	64	42	2	48	6	[19,0]
Тетрицаро	43,56	11,59	3,76	Нет	56	2	14	[252]	25	30	62	2	[135]	[30]	8,8
Среднее . .	24,78	12,42	2,00	0,045	95 (109)	12 (21)	21	19 (84)	20 (91)	65	45	3 (17)	73 (89)	11 (14)	8,1 (13,4)

* Гегечкори-Цхакаевского рудного района.

** При вычислении среднего значения величина не учитывалась.

Примечание. В круглых скобках даны средние с учетом резко уклоняющихся величин, в прямых — резко уклоняющиеся значения.

Весьма примечательной особенностью руд Тетрицкарройского района является отсутствие сколько-нибудь выраженного накопления аутигенного кремнезема как в самих рудах, так и во вмещающих породах.

Резюмируя данные по геохимии марганцовых руд, рассмотренных в этом разделе, отметим две характерные их черты.

1. Резко выраженный индивидуальный характер каждого месторождения. Так, караджальские руды — в основном монометаллические, с резко подчиненной фацией биметаллических железо-марганцовых руд, тогда как тахта-карачайские и тетрицкарройские — главным образом биметаллические. Караджальские и тахта-карачайские руды богаты свободным кремнеземом (особенно первые), тетрицкарройские — очень бедны им. Тахта-карачайские руды характеризуются низкими и выровненными содержаниями микроэлементов, караджальские и тетрицкарройские — пестрым; у них на фоне в общем низких содержаний встречаются образцы, резко обогащенные то Cr , то Ni , Cu , Zn , Pb . Кроме того, тетрицкарройские руды отличаются от двух других общим повышенным содержанием Mo и Ge , тогда как караджальские — высоким содержанием Cu , Zn , при очень низких количествах Co и Ni .

2. Индивидуален также общий геохимический фон, на котором возникли марганцовые руды. В Джаильминской мульде мощные толщи рудовмещающих кремнисто-карбонатных пород резко обогащены марганцем; в Тахта-Карачи обогащение менее мощных вмещающих пород едва намечено, хотя в двух других месторождениях этой группы оно выражено более резко.

III. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ МАРГАНЦОВЫХ РУД, СВЯЗАННЫХ С РЕГИОНАЛЬНЫМИ ЗОНАМИ ЭКСПЛОЗИВНОГО И ЭФФУЗИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

С геохимией марганцеворудных накоплений, возникших в регионально развитых зонах геосинклинального вулканизма, мы ознакомимся на примере ордовикских руд Сакмарской зоны Южного Урала, девонских руд бугулыгырской толщи Восточного Урала, некоторых верхнемеловых руд Болгарии и Малого Кавказа.

1. Ордовикский вулканизм Сакмарской зоны Южного Урала

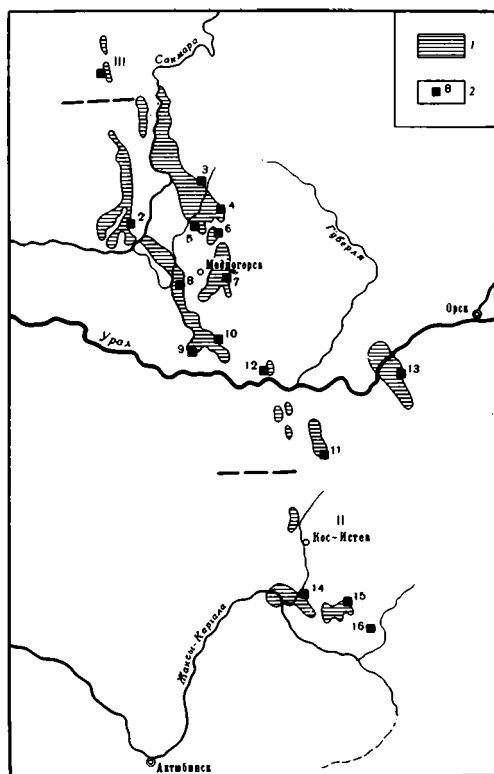
Сакмарская зона протягивается от устья р. Зилаир на севере до р. Джаксы-Каргалы на юге; ее длина больше 175 км, ширина не превышает 30 км, а общая площадь составляет приблизительно 5000 км². На всей этой территории, по А. А. Гаврилову (1965), ордовикские отложения, принадлежащие арениг-лландейлю, доступны наблюдению только в ядрах антиклинальных структур (фиг. 172); совокупная площадь их выходов составляет около 163 км², т. е. ничтожную часть общей территории Сакмарской зоны. Имеются, однако, достоверные признаки их присутствия на всей площади зоны.

Арениг-лландейльские отложения представлены главным образом вулканогенными породами разного состава, от базальтового до липаритового (фиг. 173). Наиболее распространены альбитофировые и плагиолипаритовые туфы, туфогенные аргиллиты, гораздо реже встречаются лавы. Эксплозивным толщам подчинены кремнистые породы, которые встречаются повсеместно то в виде ограниченных по мощности прослоев, то в виде довольно мощных накоплений (разрез у с. Нового Курского). Между собственно туфовыми породами и кремнистыми наблюдаются все по-

степенные переходы. Как можно видеть на фиг. 174, кремнистые туфы, кремни и яшмы возникают в результате последовательного разбавления вулканогенного материала все увеличивающимся количеством кремнезема. Эффузивных пород мало; они представлены частью диабазами, частью альбитофирами (с. Новая Ракитянка, г. Медногорск, с. Блява, г. Новотроицк, с. Кос-Истек). Характерной особенностью почти всех пород является красный и зеленый их цвет со всевозможными оттенками — от бирюзово-зеленого до фиолетово-красного, что контролируется соотношениями Fe^{2+} и Fe^{3+} в породах (фиг. 175). Максимальная мощность арениг-ландейльских отложений достигает 700—900 м, но в некоторых районах сокращается до 250—300 м, что объясняется, возможно, предсилурийским складкообразованием и размывом.

Физико-географические условия в ордовике Сакмарской зоны были достаточно типичными для эвгеосинклинальной области. На всем протяжении ордовика здесь имела место весьма напряженная вулканическая деятельность, служившая почти исключительно источником образования осадков. «Уже в раннем арениге действовало несколько вулканических центров... Вулканические центры находились в районе с. Нового Курского, г. Медногорска, с. Хабаровного, нижнего течения р. Кос-Истек, с. Новая Ракитянка. Впоследствии вулканы появились еще в некоторых районах. На участке у Медногорска во время накопления сохранившейся верхней части ордовикского комплекса осадков вулканический очаг прекратил свою деятельность, но примерно в это же время эксплозивный вулканизм усилился в более северных районах (северо-западнее с. Новая Ракитянка)» (Гаврилов, 1965, стр. 86).

Для оценки насыщенности вулканическими очагами ордовикской Сакмарской зоны вспомним, что пять отмеченных А. А. Гавриловым вулканических центров приходится всего на 163 км² выходов пород ордовика; стало быть, один очаг в среднем занимает 32 км². Это достаточно большое насыщение, сопоставимое, например, с тем, что наблюдается в современной Курильской дуге. Сохранялось ли оно на всей площади Сакмарской зоны, т. е. и за пределами выходов ордовика, остается, строго говоря, неизвестным, но вполне возможным.

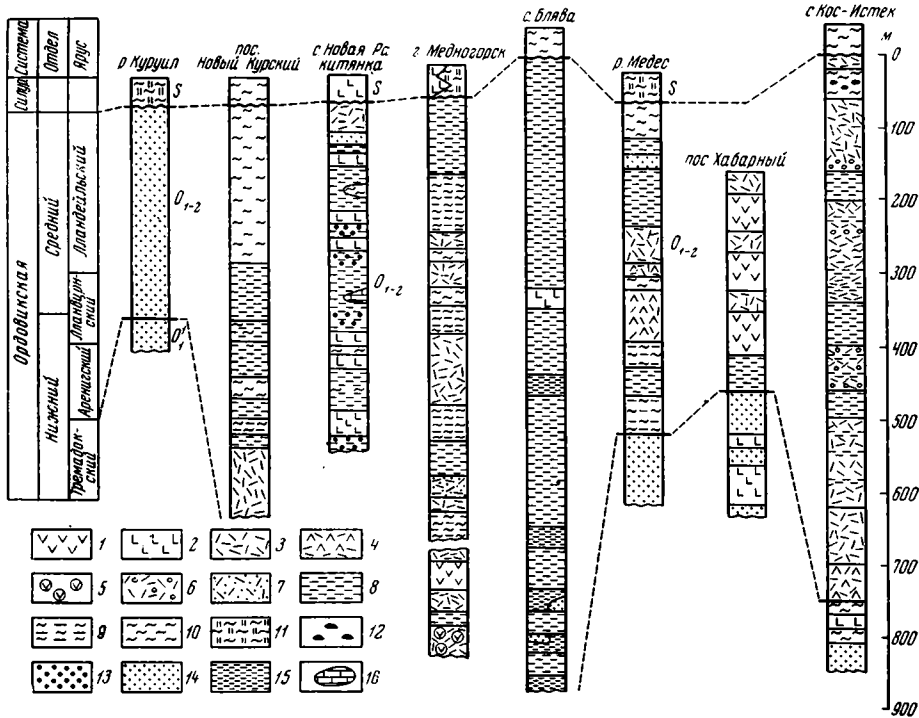


Фиг. 172. Размещение выходов ордовикских пород в Сакмарской зоне (по А. А. Гаврилову, 1967)

1 — выходы арениг-ландейльских отложений; 2 — изученные разрезы (цифры на карте): 1 — Куруильский, 2 — Новокурский, 3 — Новоказанский, 4 — Новодемьяновский, 5 — Новоракитянский, 6 — Ракитянский, 7 — Блявинский, 8 — Медногорский, 9 — Кидрясовский, 10 — Михайловский, 11 — Медесский, 12 — Губерлинский, 13 — Хабаровинский, 14 — Кос-Истекский, 15 — Карабутакский, 16 — обособленная известняковая глыба.

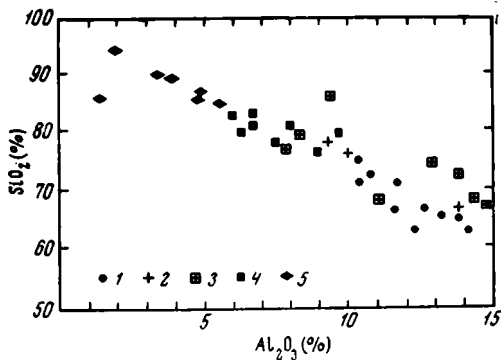
I— III— условно выделяемые участки с различным составом арениг-ландейльских отложений: I — центральный, II— южный, III — северный.

Пунктиром обозначены границы участков



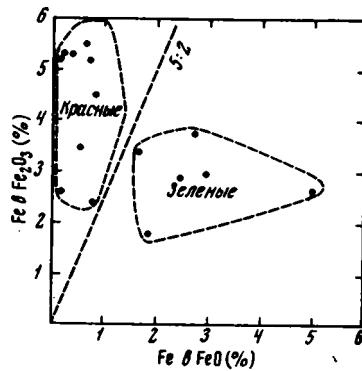
Фиг. 173. Разрезы ордовикских отложений Сакмарской зоны и мест в них марганцевых руд (по А. А. Гаврилову, 1967)

1 — альбитофиры; 2 — диабазы; 3 — туфы плагиолипаритового состава; 4 — туфы андезитового состава; 5 — туфовые агломераты; 6 — вулканомитовые конгломераты; 7 — туфогенные песчаники; 8 — туфогенные аргиллиты; 9 — кремнистые туффиты; 10 — яшмы и кремни; 11 — граптолитовые сланцы; 12 — марганцевые руды; 13 — марганецсодержащие кремнистые конкреции; 14 — песчаники и алевролиты; 15 — аргиллиты; 16 — линзы известняков



Фиг. 174. Соотношения SiO_2 и Al_2O_3 в ордовикских вулканических породах (по А. А. Гаврилову, 1967)

1 — туфогенные аргиллиты; 2 — туфы плагиолипаритового состава; 3 — тонкообломочные кремнистые туфы; 4 — кремнистые туффиты; 5 — кремни и яшмы



Фиг. 175. Окраска пород и соотношения разных форм железа (по А. А. Гаврилову, 1967)

Конкретные физико-географические условия на разных участках Сакмарской зоны были все же неодинаковыми. А. А. Гаврилов различает три участка. В пределах центрального и северного участков (см. фиг. 172, участки I и III) вулканизм был подводно-морским, причем большая часть осадков здесь «представляет собой относительно глубоководные образования. Об этом свидетельствует преобладание илстых осадков и отсутствие остатков бентосной фауны. В арениг-лландейльских породах нет текстур, характерных для осадков мелководного бассейна и широко распространенных в нижележащей кидрясовской свите тремадока. На относительно глубоководные условия осадконакопления указывают также отсутствие следов перемива осадков и плохая обработка пирокластического материала. Туфогенные песчаники не характерны для центрального и северного участков..., а вулканотерригенных пород здесь почти совсем нет. Все это свидетельствует о том, что накопление осадков происходило на уровне, располагавшемся глубже нижней границы зоны взмучивания... Рельеф морского дна, по-видимому, был расчлененным, рядом с относительно глубоководными депрессиями возвышались немногочисленные подводные поднятия, где отлагались обработанные пирокластические осадки, а изредка — карбонатные илы.

Иные условия существовали на южном участке. Здесь много вулканотерригенных пород (т. е. перемытых туфов. — *Н. С.*), отложения быстро латерально меняются, что свидетельствует о более мелководной обстановке. Многократная смена в разрезе туфов вулканомиктовыми конгломератами обусловлена чередованием перемывов пирокластических осадков и спокойной обстановки их накопления. Очевидно, в пределах южного участка длительно существовали вулканические острова» (Гаврилов, 1967, стр. 85).

Терригенный материал на большую часть Сакмарской зоны — ее центральный и южный участки — в арениг-лландейльское время поступал редко и в очень малых количествах и только на северный участок приносился с суши, расположенной где-то в районе Зилаирского синклинория.

Все эти черты физико-географической обстановки в ордовике Сакмарской зоны делают ее типичным представителем эггеосинклинали.

Геохимический облик разнообразных пород, возникших в этих условиях, имеет некоторые характерные особенности (табл. 142). Сопоставляя содержания Mn, Fe, P и малых элементов в альбитофирах, плагиогранитовых и андезитовых туфах со средним содержанием их в кислых, средних и основных породах вообще, нельзя не заметить прежде всего, что ордовикские породы значительно обогащены против средней нормы Mn (иногда и Fe, например в диабазах). Обогащенность марганцем особенно отчетливо выражается в их марганцевом модуле. В то время как нормой для кислых пород является модуль 0,022, для средних — 0,021 и для основных — 0,020, в ордовикских породах марганцевый модуль у альбитофиров — 0,035, плагиолипаритовых туфов — 0,050, у андезитовых и дацитовых — 0,052, у диабазовых туфов — 0,213, у самих диабазов — 0,177. Все это существенно превышает средний уровень модуля и позволяет говорить о том, что вулканические породы ордовика являют собой специфическую разновидность, обогащенную Mn, но обедненную V, Cr, Ni, иногда Cu и Co, особенно же резко Ba, Sr, Zr.

Характерно также, что марганцевый модуль у туфогенных аргиллитов выше, чем в лавовых породах; в туфогенных аргиллитах, связанных с кислой и средней магмой, одновременно отмечается и повышенное содержание малых элементов. Причиной является, по-видимому, то, что во время взрыва марганец и многие малые элементы сорбировались поверхностью тончайше раздробленного пеплового материала из фумарольных газов и вместе с ними уходили на дно моря. Принимая это

Средние содержания элементов в ордовикских породах Сакмарской зоны
(по данным А. А. Гаврилова)

Название пород и число образцов	Mn	Fe	P	Mn: Fe	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	Ba	Sr	Pb	Zn	Ga	Ge	Zr	In
	%				10 ⁻¹ %													
Туфы и лавы																		
Альбитофиры (3)	0,06	1,69	0,02	0,035	[2] 40	4	5	4	24	Нет	Нет	Нет	Нет	10	25	Нет	Нет	Нет
Плагиолипаритовые туфы (20)	0,13	2,59	0,04	0,050	[5] 29	7	5,4	4,5	34	Следы	»	»	12	85	40	»	100	»
Андезитовые и дацитовые туфы (8)	0,22	4,20	0,07	0,052	[3] 18	3,3	8,0	5,0	12	7	»	»	Нет	Следы	9	»	Нет	»
Диабаз (1)	0,99	10,53	0,18	0,100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Диабаз (1)	1,95	11,01	0,04	0,177	[1] 200	16,5	25	25	30	Нет	425	Нет	Следы	100	52	2	50	10
Туффиты вблизи диабаза (1) . .	1,36	6,37	0,05	0,213	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кислые породы } по	0,06	2,7	0,07	0,022	40	25	5	8	20	1	830	300	20	60	20	1,4	200	0,2
Средние породы } А. П. Ви-	0,12	5,85	0,16	0,021	120	50	10	55	35	0,9	650	800	15	72	21	1,5	260	?
Основные породы } ноградову	0,20	8,56	0,14	0,02	200	200	45	160	200	1,4	300	440	8	130	—	—	—	—
Вулканогенные туффиты и кремнистые породы, связанные с кислой и средней магмой																		
Туфогенные аргиллиты (19)	0,29	5,61	0,09	0,052	[6] 85	18	17,5	29	80	Нет	Нет	Нет	18	52	45	Следы	33	2
Кремнистые туффиты (9) . .	0,17	2,73	0,04	0,062	[4] 35	18	15	11,5	32,5	»	»	»	17,5	29	25	1	Нет	2,5
Кремни, яшмы (6)	0,12	1,63	0,03	0,074	[2] 11	6	16	2,4	12	»	»	»	3	Нет	10	1	»	1,5

Примечание. В прямых скобках указано число образцов, анализированных на малые элементы.

толкование, предложенное А. А. Гавриловым (вслед за Н. И. Гущенко), нужно отметить, однако, что, несмотря даже на такое дополнительное обогащение осадка малыми элементами, их содержание в вулканогенных туффитах все же обычно значительно ниже того, что типично для кислых пород, а также и для осадочных аргиллитов.

При переходе от туфогенных аргиллитов к кремням и яшмам содержания Fe, Mn, P и малых элементов убывают, что является результатом разбавляющего действия аутигенного кремнезема. Но темп убывания у разных элементов неодинаков. Примем за компонент-свидетель TiO_2 , т. е. будем считать, что во всем ряду от туфогенных аргиллитов до яшм TiO_2 вносился в осадок только в составе пирокластики и совсем не поступал в растворах. Тот факт, что в туфогенных аргиллитах содержание TiO_2 составляет в среднем 0,69%, а в яшмах всего 0,18%, указывает, что при переходе от первых ко вторым имело место в среднем четырехкратное разбавление твердой фазы пеплового материала аутигенным кремнеземом. Почти такую же относительную убыль в составе яшм показывает железо (от 5,61 до 1,63%, т. е. в 3,5 раза), несколько меньшую — фосфор (от 0,09 до 0,03%, т. е. в 3 раза) и еще меньшую — марганец (от 0,29 до 0,12%, т. е. в 2,5 раза). Смысл этих различий очевиден. Если образование яшм шло за счет гидротермальных растворов, то в составе их наряду с SiO_2 должны были находиться также некоторые количества Fe — P — Mn, причем в миграциях фосфора роль растворов была больше, чем в миграциях железа, а в миграциях марганца больше, чем у фосфора. Большое количество растворенного марганца сравнительно с количеством железа и привело к усиленному росту марганцевого модуля яшм сравнительно с модулем туфогенных аргиллитов (0,074 вместо 0,052). Поведение малых элементов при образовании яшм труднее выяснить из-за малой точности спектрального анализа (полуколичественного). Содержания их в яшмах, вообще говоря, меньше, чем в туфогенных аргиллитах, но в то время как темп убывания количества одних элементов гораздо больше, чем у титана (например, у V, Ni, Cu, Pb, Zn и др.), у других — он меньше (Cr, Co). Этот разноречивый непонятен с точки зрения свойств разных элементов и, вероятно, создан методикой анализа. Поэтому, хотя принципиально допустима миграция ряда элементов в составе гидротерм, доказать ее имеющимися анализами пока не удается. Некоторые косвенные наведения будут указаны ниже.

Итак, в эвгеосинклиальной Сакмарской зоне Южного Урала в ордовикское время интенсивные эксплозии кислой и средней магмы сопровождалась несомненным выносом гидротерм, в составе которых присутствовали SiO_2 , марганец, фосфор, железо и, может быть, также некоторые микроэлементы. По относительному значению эти элементы образовали ряд: $SiO_2 > Mn > P > Fe >$ малых элементов; причем первый член ряда обычно решительно подавлял своей массой все остальные.

2. Геохимические черты ордовикских руд Сакмарской зоны Южного Урала

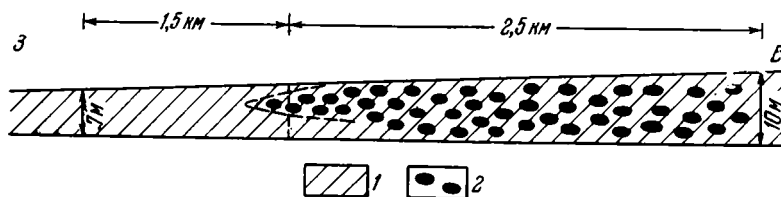
Марганцевые накопления в ордовикских толщах обнаружены А. А. Гавриловым в трех местах: на севере — у с. Новая Ракитянка, в средней части зоны — у устья р. Сухая Губерля, на юге района — на р. Кос-Исток, в 8 км ниже одноименного села. Во всех случаях они приурочены к верхней части разреза ордовика.

Не касаясь Новоракитянского марганцепроявления, где настоящих руд марганца нет, а имеется лишь слабое рудопроявление, рассмотрим только две другие точки, где развиты настоящие руды.

У устья р. Сухой Губерли руды располагаются среди 100-метровой пачки вишнево-красных яшм, образуя три горизонта. Нижний имеет

мощность 5—7 м и прослеживается на 100 м по простиранию. Видимая мощность второго горизонта не превышает 3—4 м; протягивается он на 600 м. Третий горизонт, мощностью 5—7 м, развит ограниченно. Возможно, что второй и третий горизонты входят в единую пачку, достигающую мощности 50 м.

У Кос-Истека накопления марганца также связаны с вишнево-красными горизонтально-наклонными яшмами с налетами марганца на плоскостях наложения, причем приурочены к средней части их разреза мощностью около 10 м. Яшмы подстилаются и перекрываются толщей плагиолипаритов. Рудный горизонт прослеживается на 2,5 км, после чего рудные конкреции выклиниваются, но горизонт омарганцованных яшм тянется еще на 2,8 км, постепенно сокращаясь в мощности (фиг. 176). Здесь, следовательно, рудопоявление в целом имеет форму крупной линзы.



Фиг. 176. Схема строения рудного тела в месторождении Кос-Истек (по А. А. Гаврилову, 1967)

1 — яшмы; 2 — марганцовые конкреции

В Губерлинской и Кос-Истекской точках руда представлена конкрециями и линзами разнообразных форм и размеров. Очень часто, по описаниям А. А. Гаврилова, встречаются уплощенные тела, округлые в плане, диаметром 0,3—1,0 м, толщиной 7—25 см. Иногда попадаются линзы с плоской подошвой и выпуклой поверхностью. Значительно реже наблюдаются рудные линзы длиной в 1—1,5 м, их толщина не превышает 15—20 см. Еще более разнообразны формы мелких конкреций (диаметр 3—15 см, чаще 7—10 см); среди них встречены округлые, эллиптические, уплощенные и симметричной формы.

Мелкие конкреции внутри однородны — то землистые, то твердые, поздраватые, но рудные линзы и самые крупные конкреции имеют сложное строение. «В них рудное вещество расслоено на несколько зон, так что участки более плотной руды обособлены от пористой кавернозной массы с включениями охристо-желтого кремнистого вещества. Такие крупные тела сверху всегда покрыты очень плотной черной коркой (1—2 см). В одной из плоских линз... обнаружен выдержанный тонкий прослой микрозернистой фосфатно-кремнистой породы с неравномерно рассеянными в ней округлыми скоплениями (диаметром 2—3 мм) окислов марганца» (Гаврилов, 1967, стр. 67). С марганцовыми стяжениями у Кос-Истека ассоциируют немногочисленные круглые конкреции фосфоритов (до 9 см).

Марганцовые руды сложены только окисными минералами, браунитом, гаусманитом, биксбитом, возникшими в процессе метаморфизма за счет манганита, сохранившегося в виде небольших реликтовых зерен. В зоне выветривания все эти метаморфогенные минералы превращены в псиломелан, вернадит, криптомелан, рансьеит.

Иногда от первичного минерального состава стяжений не сохраняется практически ничего, но в крупных линзах — многое, причем соотношения первичных и гипергенно образованных минералов отличаются большой сложностью.

Кроме марганцовых минералов, в составе руды присутствует кварц, а также небольшое количество алюмосиликатных минералов. Четыре валовых анализа руд, опубликованных А. А. Гавриловым, с определением кристаллизационной воды, позволяют составить представление о соотношениях в рудах собственно рудных компонентов и суммы кварца + силикатного (очевидно, пеплового) материала (табл. 143).

Таблица 143

Содержание (в %) марганцовых минералов в руде
(по данным А. А. Гаврилова)

№ образца	Сумма марганцовых минералов	Кремнезем + силикатный материал	Mn _{вал.}	Fe _{вал.}	Mn : Fe	Mn _{вал.}
						Σ Mn _{минер.}
1938	67,64	32,36	39,33	Нет (?)	∞	1,82
1938a	75,41	24,59	44,05	1,49	29,5	1,71
1930	53,52	46,48	31,21	2,33	13,4	1,71
1931	20,36	79,64	11,08	4,26	2,6	1,83

Как видим, собственно рудная масса составляет в руде от 20 до 75%, остальное — разбавляющий кварцевый и алюмосиликатный материал. При этом соотношение валового количества марганца к общей массе марганцовых минералов меняется мало, от 1,71 до 1,83, составляя в среднем 1,75. Это обстоятельство существенно важно, так как позволяет рассчитывать в первом приближении формы нахождения микроэлементов в руде.

В табл. 144 показаны содержания Mn, Fe, P и микроэлементов в 26 образцах кос-истекских и губерлинских руд, из которых 10 происходят из первого местонахождения, а 16 — из второго.

Первое, что бросается в глаза, это *ярко выраженная монометалличность кос-истекских руд*. В то время как содержания железа держатся на уровне ниже кларкового и даже более низком, чем в яшмах (в рудах среднее 1,54—1,14, в яшмах — 1,63, см. табл. 144), марганец в сотни раз превышает кларковый уровень, достигая в среднем 234—295 кларков (195—246, если сравнить с содержанием марганца в яшмах). Таким образом, в кос-истекских рудах мы встречаемся с резким отделением марганца от железа, гораздо большим, чем в рассмотренных выше вулканогенно-осадочных рудах, даже в караджальских. Но содержание фосфора, напротив, резко повышено: в собственно кос-истекских рудах оно составляет 0,66, в губерлинских — 1,68%, в индивидуальных же стяжениях достигает нередко 2,5—3,0%. Напомним, что наряду с нахождением фосфора в составе марганцовых стяжений, в рудном горизонте Кос-Истека встречаются самостоятельные фосфорные конкреции. Таким образом, монометалличность кос-истекских руд сочетается с обогащенностью фосфором, и это резко отличает их от руд ранее рассмотренных месторождений.

Содержания V, Cr, Pb, W, Zn обычны для вулканогенно-осадочных руд, т. е. невелики. Содержания же меди колеблются от 60 до $2500 \times 10^{-4}\%$, составляя в среднем $530 \times 10^{-4}\%$, что резко отличает кос-истекские руды от караджальских, тетрицкаройских и тахта-карачайских. *Медь является специфическим элементом для кос-истекских руд*. Напротив, содержания Co, Mo, Ga, Ge значительно ниже, чем в вулканогенно-осадочных рудах. Кобальт в половине образцов отсутствует, в остальных же находится на уровне $3-10 \times 10^{-4}\%$, лишь в исключительных случаях превосходя эту норму; поэтому его среднее содержание всего $3,4 \times$

Таблица 144

Состав марганцовых стяжений в ордовикских рудах Сакмарской зоны

№ образца	Fe	Mn	P	Mn : Fe	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge	Марганцовые минералы	Силикатная часть + кварц
	%				10 ⁻⁴ %												
Косиестекские руды																	
1725	0,77	35,19	0,006	45,8	123	Нет	Нет	106	575	6	57	4	100	1	1,4	—	—
1929	2,65	21,15	0,80	8,05	67	46	4	158	625	Нет	26	18	108	4	2,2	—	—
1859	0,77	37,51	Нет	48,8	17	8	Нет	4	6)	»	21	14	100	1	1,4	—	—
1859a	1,12	32,15	0,004	23,9	56	6	3	66	255	7	36	9	116	1	1,4	—	—
1859б	1,81	28,58	Нет	15,7	517	8	4	40	900	Нет	203	33	116	2	2,3	—	—
1859в	2,52	17,00	2,46	6,8	28	23	3	13	75	3	21	51	73	1	1,4	—	—
1870	0,84	36,10	1,25	43,0	28	15	10	11	230	7	18	20	90	2	1,3	—	—
1734	1,68	21,66	2,13	12,9	406	3	Нет	21	900	3	73	36	77	2	1,6	—	—
1734a	1,82	34,14	Нет	18,9	333	4	»	21	2500	3	182	17	111	1	2,0	—	—
1734б	1,40	29,02	»	20,7	443	4	»	42	1125	Нет	57	8	85	1	1,9	—	—
Среднее	1,54	29,25	0,66	19,0	201,8 [53]	12,2	2,4	48,2	724	2,9	69,9 [38]	21,0	99,6	1,6	1,7	~51	~49
Губерлинские руды																	
2019	1,19	14,87	0,18	12,4	67	16	Нет	276	1200	3	31	4	48	2	1,7	—	—
2020	1,54	33,47	2,96	21,7	6	14	»	7	300	5	26	16	62	2	1,6	—	—
2021	0,89	6,85	2,26	7,7	56	13	2	53	1050	0,5	26	4	43	1	1,8	—	—
2022	1,12	22,18	2,53	19,9	11	19	9	21	105	Нет	16	89	48	3	1,4	—	—
2023	1,12	27,17	0,004	24,4	67	11	8	13	70	»	29	12	53	1	1,4	—	—
2024	0,42	26,48	0,09	63,1	34	13	Нет	16	163	»	36	25	44	1	1,4	—	—
2025	1,26	13,95	0,002	11,08	101	19	»	Нет	500	7	29	4	19	2	1,6	—	—
2026	0,84	23,77	2,62	28,3	6	26	4	13	95	1	29	76	58	2	1,2	—	—
2027	1,19	31,71	0,26	26,6	11	6	Нет	26	180	1	29	9	62	1	1,4	—	—

Таблица 144 (окончание)

№ образца	Fe	Mn	P	Mn : Fe	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge	Марганцевые минералы	Силикатная часть + кварц
	%				10 ⁻⁴ %												
Губерлинские руды																	
2028	0,70	37,37	1,32	53,4	11	38	12	7	120	Нет	10	9	55	1	1,1	—	—
2029	0,84	33,95	0,002	40,4	34	17	24	7	200	»	29	9	53	2	1,1	—	—
2030	1,05	25,84	0,37	24,6	78	16	3	53	600	0,5	27	15	64	3	1,9	—	—
2031	1,63	22,33	2,24	13,3	22	16	3	40	80	Нет	21	75	64	2	1,4	—	—
2032	1,54	13,90	3,03	9,05	11	20	Нет	79	230	0,5	8	30	49	3	1,8	—	—
2035	1,75	24,46	0,04	14,1	123	Нет	»	—	400	0,5	68	16	77	3	1,8	—	—
2036	1,26	20,95	Нет	16,6	90	20	»	158	1250	0,5	36	2	35	1	1,5	—	—
Среднее	1,14	23,4	1,68	20,6	23	10,9	4,0	53,7	409	0,8	28,1	24,6	52	2	1,4	~41	~59
Общее среднее	1,3	25,3	0,95	18,0	34 [37]	11,5	3,4	51,4	530	1,5	44 [32]	23,3	70	1,8	1,5	~45	~55
Среднее для яшм и кремней (по А. А. Гаврилову)																	
	1,63	0,12	0,03	0,074	11	6	16	2,4	12	Нет	Не опр.	3	Нет	10	1		

Примечание. В прямых скобках приведены средние данные без учета резко уклоняющихся содержаний.

$\times 10^{-4}\%$. Молибден в 10 образцах из 26 не улавливается вовсе, в остальных находится на уровне $0,5-7 \times 10^{-4}\%$, что дает в среднем $1,5 \times 10^{-4}\%$. Галлий и германий присутствуют всегда, но в ничтожных количествах, резко уступающих тем, какие наблюдаются в караджальских, тахта-карачайских и тетрицкаройских рудах. Нельзя не отметить также своеобразного поведения ванадия: в подавляющем большинстве проб содержания его низкие (первые десятки десятитысячных долей процента), но в пяти — резко повышены ($333-517 \times 10^{-4}\%$); именно за счет этих немногих резко обогащенных проб и получается средняя величина $94 \times 10^{-4}\%$, без их учета она равна всего $37 \times 10^{-4}\%$, т. е. втрое меньше. Что касается бария, то в кос-истекских рудах он, по спектроскопическим определениям А. А. Гаврилова, из 10 образцов отсутствует в девяти, но зато в одном содержание его составляет $300-1000 \times 10^{-4}\%$.

Итак, *средние содержания Р и Си в кос-истекских рудах резко повышены против нормы, а Со, Мо, Ga, Ge резко понижены, в то время как количества V, Cr, Pb, Zn находятся в общем в пределах вулканогенно-осадочной нормы.* В целом по общему геохимическому облику монометаллические кос-истекские руды отчетливо отличны от руд караджальских, тахта-карачайских, тетрицкаройских.

Так как в рудах, несомненно, присутствует пепловый материал, то каждый элемент может, вообще говоря, находиться в них в двух формах: в составе пеплового материала (иначе, в вулканокластической форме) и в составе аутигенных минералов (иначе, в вулканогенно-химической форме).

Интересно хотя бы в грубых чертах прикинуть, как соотносятся количественно обе эти формы.

При расчете мы будем исходить из того уже установленного выше факта, что, судя по содержанию титана, пепловый материал составляет в яшмах и кремнях в среднем 25% (или $\frac{1}{4}$) веса этих пород. В рудах же, залегающих среди яшм, судя по табл. 142, яшмовый материал составляет в среднем 55% веса руды, а стало быть, пепловый — всего 14%, остальные 86% приходятся на долю вулканогенно-химического компонента. Зная среднее содержание каждого элемента в рудах и содержание его в плагиолипаритовом пепле, легко рассчитать, какое количество присутствует в руде в вулканокластической и в вулканогенно-химической форме. Первая форма (*K*) определяется по формуле:

$$K = \frac{P \cdot 14}{100},$$

где *P* — содержание элемента в пепле;

$\frac{14}{100}$ — содержание пеплового материала в руде.

Вулканогенно-химическая форма получается путем вычитания из валового содержания каждого элемента его вулканокластической доли.

Как видно из цифр табл. 145, в кос-истекских рудах, безусловно, господствует вулканогенно-химическая форма элементов, особенно у Mn и P, Ni, Cu, Mo, Zn. Даже V и Cr в главной массе своей находятся в вулканогенно-химической форме. Это может означать, конечно, только одно: *формирование руды в целом — т. е. и макро-, и микроэлементов — шло за счет именно растворенных компонентов, а не пеплового материала. Впервые мы можем воочию наблюдать роль растворов в формировании вулканогенно-осадочных руд.* Несомненно, что так же обстояло дело и при возникновении караджальских, тахта-карачайских и тетрицкаройских руд, но отсутствие нужных данных не позволяло производить расчеты.

Что касается коэффициентов концентрации элементов при диагенетическом перераспределении элементов в кремнисто-марганцевом илу, то,

Формы нахождения элементов в руде и коэффициенты концентрации их при образовании рудных стяжений в диагенезе

Форма нахождения	Fe	Mn	P	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge
	%			10 ⁻⁴ %										
Плагиолипаритовые туфы (среднее) . . .	2,59	0,13	0,04	29	7	5,4	4,5	34	Следы	Не опр.	12	85	40	Нет
Руды (среднее)	1,3	25,3	0,95	37	11,5	3,4	51,4	578	1,5	44	23,3	70	1,8	1,5
Вулканокластическая . . .	0,94	0,02	Следы	4	0,98	0,76	0,6	4,8	Нет	Не опр.	1,7	11,9	4,6	Нет
Вулканогенно-химическая	0,36	25,1	0,95	33	10,5	2,64	50,8	573,2	1,5	То же	10,3	58,1	35,4	1,5
Коэффициенты концентрации	0,8	211	32	3,4	2	0,21	21,4	48	Очень большой	?	?	Очень большой	?	?

как видно из цифр нижней строки табл. 145, положительный и очень высокий коэффициент показывает марганец (211), очень большой, но не выразимый числом — Zn и Mo, высокий — Ni (21), P (32), Cu (48). Не высокие, но все же больше единицы, коэффициенты у V (3,4) и Cr (2,0), меньше единицы — у Fe (0,8) и Co (0,21).

Весьма примечательной особенностью кос-истекских руд является полное отсутствие какой-либо позитивной корреляции между Mn — Ni, Mn — Mo, Mn — Cu, которая красной нитью проходила через все нормально-осадочные руды, описанные в первой и второй частях книги. В рудах Кос-Истека даже Ni, Cu, Mo и Co существуют как самостоятельные концентрации, независимо от марганца.

Ордовикские руды залегают среди яшм, причем в обнажениях не виден их латеральный переход в собственно вулканические породы. Возникает вопрос: как далеко от вулканического очага они могли отлагаться? Напомним, что на площади выходов ордовикских пород, равной 163 км², А. А. Гавриловым устанавливается по крайней мере пять очагов; на каждый очаг, следовательно, приходится в среднем 32 км², что указывает на значительную кучность извержений. При таких обстоятельствах мы имеем все основания относить губерлинские и кос-истекские марганцовые руды к числу ближневулканических, или околоочаговых. Как сами руды, так и вмещающие их яшмы, а также яшмы безрудные возникли, вероятно, во впадинах сложного рельефа вулканической области, как это принимается многими исследователями для вулканогенно-осадочных аутигенных накоплений вообще.

3. Марганцовые руды среднедевонской бугулыгырской толщи Восточного Урала

На восточном склоне Урала широко распространены породы спилито-кератофиро-яшмовой формации, получившей название карамалыташской. В нижней части своей она сложена преимущественно лавами, среди которых преобладают спилиты иногда с подушечной отдельностью, но локально развиты и кварцевые кератофиры и их туфы. В спилитах местами много кварцевых прожилков, а между подушками наблюдается красная микрозернистая кремнистая порода; выделяются отдельные пласты яшм.

Верхняя часть формации образована главным образом красными яшмами, известными под названием бугулыгырских; местами среди яшм встречаются тонкозернистые зеленоватые кремнистые туффиты. Максимальная мощность карамалыташской формации 1000—1500 м, из них от 30—40 до 400 м приходится на яшмовую толщу. Общая протяженность формации больше 300 км, но местами она выклинивается.

По физико-географическим условиям и характеру вулканизма морская карамалыташская формация резко отлична от морской ордовикской, развитой в Сакмарской зоне. Если последняя принадлежит к группе типично эксплозивных, то карамалыташская — к группе типично эффузивных формаций. Здесь, по И. В. Хворовой и М. Н. Ильинской (1963), преобладали трещинные излияния основной жидкой лавы (спилиты и близкие к ним породы), образовавшей обширные покровы. Лишь местами господствующие относительно плоские формы рельефа нарушались экструзивными куполами кварцевых кератофиров и сравнительно небольшими шлаковыми конусами.

В отличие от ордовикского вулканизма Сакмарской зоны карамалыташский вулканизм, как это и характерно для трещинных излияний, не сопровождался сколько-нибудь значительным поступлением вулканокластических продуктов. По существу последние ограничивались небольшими шлаково-туфовыми конусами или были связаны с извержениями кислой лавы (туфы кварцевых кератофиров).

В то же время при возникновении формации широкое развитие имело химико-биогенное осадконакопление, давшее кремнистый ил, местами переполненный раковинками радиолярий. Тонкозернистый состав осадков, сохранность тончайших скелетных частей раковин, правильная горизонтальная слоистость указывают на очень спокойные, довольно глубоководные условия их накопления.

Сосредоточенность яшм в верхах формации связана с резким сокращением в это время излияний. Вместе с тем присутствие среди спилитов яшмовых отторженцев и линз, а иногда и заполнение гематито-кремнистым веществом промежутков между спилитовыми шарами, свидетельствуют о том, что кремнистые илы были характерным осадком на всем протяжении формирования карамалыташской серии. В периоды частых и обильных излияний осадки эти уничтожались, от них сохранились лишь следы в виде отторженцев и отдельных линз.

Бугулыгырским яшмам подчинены накопления марганцовых руд, известные на всем 300-километровом протяжении формации. Количество месторождений исчисляется многими десятками, но каждое из них отличается малыми размерами и соответственно малыми запасами руды. Рудные тела имеют форму линз, более или менее деформированных последующими дислокациями. Их мощность равна в среднем 1—2 м, но может изменяться от нескольких сантиметров до 8—12 м; при этом тонкие прослои свойственны яшмовым разновидностям руды, а большие мощности встречаются исключительно в туффитовых разностях. Это означает, что главное рудообразование было локализовано в более близких к вулканическим очагам участках; при удалении же от них и переходе к собственно кремнистому осадконакоплению рудный процесс затухал. По простиранию рудные залежи протягиваются на десятки, иногда на первые сотни метров (200—300 м), но в исключительных случаях на 500—600 м. Количество таких линз в отдельных месторождениях сильно варьирует; нередко они располагаются параллельно одна другой.

Первичные (невыветрелые) руды представлены карбонатами и силикатами марганца, главным образом родонитом, бустамитом, в небольшом количестве марганцовистыми гранатами, иногда тефроитом, а в некоторых месторождениях пьемонтитом (марганцовистым эпидотом); реже встречаются окислы марганца — браунит. Руды редко бывают однород-

ными, чаще они состоят из переслаивающихся пропластков силикатных (или карбонатных) руд и слоев кремнистой породы — яшмы. Иногда наблюдаются брекчии, в которых в виде обломков встречаются боковые породы, а цементом служат силикаты марганца. Все это типичные формы рудного накопления, оформившегося в результате диагенетического перераспределения рудного компонента, но испытавшие впоследствии влияние метаморфизма. При эродировании рудовмещающих пород первичные силикаты, карбонатные и окисные формы марганца были окислены и гидратированы и превратились в гидроокисную (псиломелано-пирролюзитовую) марганцовистую шляпу, более богатую марганцем сравнительно с исходной рудой.

Очень любопытно наблюдение Н. П. Хераскова (1951) над соотношениями разных химико-минералогических типов марганцовых руд и вмещающих пород. Он различает три типа руд: яшмовые, залегающие среди яшм и сложенные только браунитом и продуктами его выветривания; переходные, или яшмотуффитовые, залегающие среди кремнисто-туффитовых пород и образованные богатыми полосчатыми браунито-карбонатно-силикатными и карбонатно-силикатными рудами с крайне изменчивым соотношением компонентов; туффитовые руды, имеющие отчетливо туффитовый характер; марганец находится в них главным образом в карбонатной или силикатной форме. Эти руды, кроме того, богаты железом.

Учитывая меньшую транспортабельность в воде пепловых частиц сравнительно с растворенным кремнеземом, можно, по-видимому, принять, что туффитовые руды — как самостоятельные или как фация сложного рудного пласта — отлагались ближе к источнику поступления рудного вещества, а яшмовые — дальше от него. В таком случае получим, что в ближайшем к месту поступления веществ соседстве отлагались закисные соединения марганца, в удаленном — окисные. Создается ситуация, прямо противоположная той, которая наблюдается при нормальном осадочном рудном процессе.

Данных, выявляющих геохимический облик бугулыгирских марганцовых руд, к сожалению, мало, но то, что все же известно, представляет большой интерес.

Как видно из цифр табл. 146, содержания марганца колеблются между 3,59 и 23,67%, в среднем составляя 11,68%; сумма $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 1,77—2,12%, в среднем 1,91%, что отвечает количеству валового железа, равному около 1,39%; отсюда марганцовый модуль составляет в среднем 8,4. В Кожаевском месторождении (по А. Г. Бетехтину) Mn в среднем 24,51%; Fe — 8,52%; марганцовый модуль равен 2,86. В Ниязгуловском месторождении Mn 14—19%; Fe 10—15%; $\text{Mn} : \text{Fe} = 1,4—1,3$. Из этих цифр явствует, что в девонских марганцовых рудах Восточного Урала соотношения Mn и Fe сильно меняются и что среди них встречаются как монометаллические марганцовые, так и типичные биметаллические железо-марганцовые руды. Какие из них преобладают, по имеющимся данным сказать трудно. А. Г. Бетехтин, суммарно характеризуя девонские руды Урала, писал в свое время: «Содержание марганца в силикатных рудах обычно невысокое, 15—25% (в зависимости от количества примеси нерудных компонентов — кварца и прослоек яшмы или туффитов). Лишь в сплошных родонитовых массах или в рудах, обогащенных тефроитом, оно достигает 30—35% ... Железо обычно присутствует в ничтожных количествах. Лишь в рудах, обогащенных гранатами или прослойками железистых яшм, оно поднимается до нескольких процентов, изредка достигая 10—15%» (Бетехтин, 1946, стр. 195).

Из содержания цитаты следует, что господствующим типом девонских руд являются, видимо, монометаллические, а не железо-марганцовые накопления.

Содержание SiO₂, Mn, FeO, Fe₂O₃, P и малых элементов в рудах и бугулыгирских яшмах
(руды — по А. Г. Бетехтину, яшмы — по И. В. Хворовой и Э. С. Залманзон, 1963)

Порода	SiO ₂	Mn	FeO+ Fe ₂ O ₃	P	Mn : Fe	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	Pb	Zn	Ba	Sr	Zr	Ga	Sc	Y
	%					10 ⁻⁴ %													
Яшма оруденелая . . .	85,91	5,86	1,77	0,007	—	30	Нет	Нет	10	60	Нет	10	Нет	300	Нет	Нет	Нет	Нет	Следы
То же	68,19	15,13	1,98	0,004	—	30	»	»	10	30	»	10	»	3000	»	»	»	»	»
»	89,71	3,59	1,77	0,041	—	30	»	»	10	10	»	10	»	600	»	»	»	»	»
»	55,94	23,67	2,12	0,002	—	30	»	»	10	30	»	30	»	600	»	»	»	»	»
Среднее	74,94	11,68	1,91	0,013	—	30	Нет	Нет	10	32	Нет	15	Нет	1125	Нет	Нет	Нет	Нет	Следы
Яшма красная	93,64	0,11	2,83	0,032	—	10	Нет	Нет	10	Следы	Нет	Нет	60	Нет	Нет	Нет	10	Нет	30
То же	93,78	0,029	1,56	0,005	—	30	»	»	10	10	»	»	Нет	100	»	»	10	Следы	Нет
»	85,91	0,061	4,62	0,03	—	10	»	»	Следы	30	»	»	»	1000	»	»	30	10	»
»	88,69	0,19	9,04	0,0035	—	Нет	»	Следы	1	10	Следы	»	60	100	100	30	10	»	Следы
»	Не опр.	0,07	3,16	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	87,04	0,029	7,39	0,037	—	60	Нет	Нет	3	10	Нет	Нет	60	100	100	30	10	Нет	Нет
»	Не опр.	0,15	4,59	0,042	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Яшма зеленая	94,79	0,029	1,07	0,001	—	10	Нет	Нет	1	10	Нет	30	Нет	Нет	Нет	Нет	10	Нет	Нет
Среднее	90,64	0,083	4,28	0,023	—	20	Нет	Нет	10,1	10	Нет	0,5	30	216	33	15	10,3	Нет	0,5
Руды Кожаевского месторождения *:																			
обр. 1	14,85	42,81	3,44	0,06	12,4														
обр. 2	25,85	37,47	6,43	0,04	5,8														
обр. 3	24,71	32,02	5,78	0,05	5,5														
обр. 4	33,49	25,67	7,57	0,05	3,4														
обр. 5	37,93	19,59	11,83	0,04	1,7														
обр. 6	42,31	14,30	10,96	0,06	1,3														
Среднее	33,78	24,51	8,52	0,05	2,86														
Коэффициенты обо- гащения руд эле- ментами относи- тельно яшм: по И. В. Хворовой и Э. С. Залманзон (1963)	0,82	1,44	0,45	0,6	—	1,5	—	—	1	3,2	Нет	30	Нет	5,2	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет

Не определялись

Весьма отчетливые различия между ордовикскими и девонскими рудами устанавливаются по содержанию фосфора, набору и концентрациям малых элементов. В то время как ордовикские руды фосфористы (фосфора в среднем 0,98%), девонские содержат лишь немногие сотые доли процента фосфора (0,013—0,05%). Из микроэлементов представлены V (30 десятитысячных процента), Ni (10), Cu (32), Pb (15), Ba (1125); Cr, Co, Mo, Sr, Ga (Sc, Y) спектральным анализом не улавливаются. При этом первая группа микроэлементов находится в количествах, как правило, гораздо меньших, чем в рудах ордовикских. Это можно видеть из следующего сопоставления:

	V	Ni	Cu	Pb	Ba
Ордовикские руды . .	94	51,4	578	23,3	300—1000
Девонские руды . . .	30	10	32	15	1125

Таким образом, девонские руды заметно беднее ордовикских микроэлементами, и набор их отличен от набора в этих последних.

Анализируя геохимические особенности кос-истекских ордовикских руд, мы убедились, что формирование марганцовых руд происходило здесь на фоне несколько повышенных содержаний марганца в материнских вулканических породах. В эйфельских рудах Восточного Урала дело обстоит не так. По анализам, опубликованным И. В. Хворовой и М. Н. Ильинской (1963), среднее содержание Mn в спилитах составляет 0,125%, в диабазе — 0,146%, тогда как средние значения для тех же пород, по Дели, соответственно равны 0,192 и 0,238%. Среднее содержание Mn в кварцевых кератофирах Урала составляет 0,07%, а у кварцевых кератофилов, по Дели, — 0,069%. Никакой обогащенности марганцем изверженные породы карамалыташской формации не показывают, скорее — пониженное. Это сопоставление показывает, что для возникновения вулканогенно-осадочных накоплений марганца обогащенность им материнских вулканических пород отнюдь не обязательна. Такая ситуация естественна. Массы рудного марганца столь ничтожны относительно масс его в материнских породах, что для обособления Mn в фузарольно-гидротермальном процессе никакого обогащения исходных пород не требуется.

Среднее содержание марганца в ордовикских яшмах равно 0,12%, несмотря на то, что они ассоциируют с кислой и часто со средней магмой. Среднее содержание Mn в девонских яшмах — 0,083%, хотя последние генетически связаны с основной магмой. Получается, что в ордовикское время марганцовые руды возникли на фоне кремнистого осадка, несколько обогащенного марганцем, в девонское же время — несколько обедненного им против кларка (равного 0,1%). В чем причина такого расхождения? Думается, что в разной позиции яшм в этих отложениях. Ордовикские яшмы представляют собой образования, тесно зажатые среди туфового материала. Они возникали во впадинах рельефа дна, близких к очагам эксплозий и гидротерм, и потому относительно обогащались гидротермальным марганцем. Девонские яшмы отлагались на большем пространстве и были гораздо дальше удалены от очагов вулканизма. Гидротермальный марганец успевал в значительной мере осесть вблизи очага гидротерм и на более далеких площадях кремнистого осадка, естественно, давал пониженные концентрации. Не исключено, впрочем, что причина кроется и в разных количественных соотношениях между SiO₂ и Mn в самих гидротермах. Эта альтернатива должна быть проверена на других объектах, и тогда выяснится более вероятное истолкование явления.

4. Геохимические особенности некоторых верхнемеловых вулканогенно-осадочных марганцевых руд Болгарии и Малого Кавказа

Кроме вышеописанных, к типу регионально развитых, хотя и менее отчетливо выраженных вулканогенно-осадочных марганценосных толщ относятся также свиты маастрихта Болгарии и турон-коньяка Закавказья.

Маастрихтские вулканогенно-осадочные толщи Болгарии локализованы в узком трого, протянувшемся от г. Софии до г. Бургаса и расширяющемся в восточном направлении. Подводно-морские вулканокластические отложения мощностью до 300 м установлены непосредственно восточнее г. Софии и затем, после некоторого перерыва, в восточной трети трого, где мощность их достигает более 1000 м. Они сложены главным образом туфами и лавами андезито-базальтов, которым подчинены прослой яшм. На Малом Кавказе марганценосные толщи относятся к турон-коньяку. Крупная площадь вулканогенной свиты Мтавари локализована на территории Южной Окрибы, в Южной Мингрелии, Кутаисском, Цхалтубском и Онисском районах (Авалиани, 1963). Она состоит преимущественно из пирокластов основного состава; покровы базальтов играют подчиненную роль. Характерной особенностью туфов является обилие CaCO_3 , цементирующего пепловый материал; при возрастании массы цемента туфы по периферии свиты Мтавари переходят в чисто карбонатные замещающие ее породы. Линзы карбонатных пород встречаются и на разных горизонтах самой свиты Мтавари, достигая 10—30 м мощности. К юго-западу и югу от Тбилиси находится еще одна крупная площадь подводно-морской вулканической деятельности. Среди излившихся пород преобладают андезиты (андезитовые порфириты) и их туфы, но встречаются и более кислые (дацитовые порфириты), а также и более основные лавы (диабазовые порфириты и их туфы). Вулканогенная толща и здесь переходит по простирацию в известняки.

В Болгарии линзы марганцевой руды приурочены главным образом к яшмам, лишь отчасти заходя в туфовые породы. На Малом Кавказе в свите Мтавари близ с. Нахунао руда локализована в туфах и залегает пропластком изменчивой мощности от 5 до 60 см, местами более, прослеживаемым по простирацию на 500—600 м, но быстро выклинивающимся по падению. В вулканогенной толще к югу от Тбилиси, у с. Самшвилде, руды приурочены к туфам и туфогенным песчанистым известнякам. Рудное тело — линзовидной формы, имеет мощность 2,5—2,7 м, включая прослойки глины. Подошвой служат плотные глинистые известняки, кровлей — туф; вниз по падению марганцевые руды замещаются туфогенными породами (туфопесчаниками, туфоконгломератами, глинами с примесью туфогенного материала).

Количество проанализированного материала весьма ограничено; все руды принадлежат к группе окисных (браунитовые, псиломелановые, пиролюзитовые).

Из цифр табл. 147 видно, что марганцевые руды верхнего мела отличаются изменчивым и порой достаточно значительным содержанием железа; значит, наряду с монометаллическими встречаются и биметаллические железо-марганцевые накопления; соответственно сильно варьирует марганцевый модуль. В то же время руды весьма мало фосфористы. В образцах болгарских руд фосфор не обнаруживается. Содержания малых элементов, вообще говоря, находятся на низком уровне, особенно Co и Ni, которые в болгарских рудах едва улавливаются. Но медь в болгарских рудах, даже в яшмах, усиленно концентрируется. Явно повышено количество германия, которого в кавказских рудах содержится в среднем $8,3 \times 10^{-4}\%$, в болгарских — даже $12,5 \times 10^{-4}\%$. В последних несколь-

Химический состав верхнемеловых марганцовых руд Болгарии и Малого Кавказа

Местонахождение	Mn	Fe	Mn : Fe	P	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge
	%			%	10 ⁻⁴ %										
Малый Кавказ (Сг ₂)															
Железо-марганцовые руды:															
с. Самвилде	0,13	9,78	0,013	0,1	6	1	Нет	9	6	2	23	10,0	54	1	10
Там же	7,43	10,47	0,710	0,00	45	10	»	35	25	10	26	15	36	5	9,2
Участок Нахунао (свита Мта- вари)	29,38	4,05	7,24	Нет	22	22	2	18	3	37	34	3	44	2	5,8
Среднее	12,31	8,1	1,52	0,03	24	11	0,7	21	11,3	16,3	28	9,3	45	2,7	8,3
Болгария (маастрихт)															
Руды:															
Глушник	16,64	6,98	2,38	Нет	185	11	2	69	220	17	68	10	98	8	13,1
Топлик	31,94	0,84	38	»	166	7	Нет	16	375	73	88	8	117	3	8,4
Пожарево	44,0	0,42	105	»	34	Нет	2	Нет	1600	60	52	1	34	40	19
То же	11,2	2,62	4,27	»	101	6	14	37	175	3	36	31	9	1	9,6
Среднее	25,95	2,71	9,58	Нет	122	6	4	41	592	36	61	12,5	64,5	13	12,5
Яшмы:															
Милкова Ченма	2,42	1,12	2,15	0,02	22	14	14	42	280	Нет	31	2	53	5	2,0
Долгий Рид	Нет	2,74	—	0,02	22	17	2	10	16	»	18	12	17	3	2,6
То же	0,03	5,30	0,006	0,02	17	2	2	7	23	2	36	5	15	1	3,8
Топлик (стяжения)	3,28	2,52	1,27	Нет	17	17	10	21	83	19	44	2	26	1	4,5
То же	0,58	1,26	0,46	0,002	17	7	3	4	11	2	21	2	22	1	2,7
Пожарево	2,42	7,26	0,33	0,002	185	2	Нет	16	300	13	47	4	15	5	11,5
Голяма Раковица	0,58	1,96	0,30	0,014	67	10	»	10	26	0,5	31	4	35	1	1,7
Клисура	0,03	6,98	0,004	0,008	22	8	»	4	12	3	29	5	19	1	4,5
То же	0,58	14,52	0,040	0,001	22	20	»	Нет	Нет	7	31	11	17	1	11
Среднее	1,1	4,85	0,22	0,011	43,5	11	3,4	12,7	87	4,5	32	5,2	24	2,1	5,0

ко повышено также содержание Mo ($36 \times 10^{-4}\%$) и V ($122 \times 10^{-4}\%$). Но в целом для малых элементов в рудах типичны низкие содержания.

Яшмы, среди которых залегают болгарские руды, несколько железисты (в среднем $4,85\%$) и содержат повышенные количества марганца (в среднем $1,1\%$); их марганцовый модуль равен $0,22$. Объясняется это, надо думать, их близким соседством с очагом гидротерм. Что же касается малых элементов, то содержания их в яшмах еще более низкие, чем в рудах, так что по отношению к ним все элементы в рудах обладают положительными коэффициентами концентрации. Характерно, что германий, отчетливо накапливающийся в болгарских рудах, показывает концентрирование и в яшмах, являясь своеобразной регионально-геохимической особенностью этой рудной провинции.

IV. О СПЕЦИФИКЕ ГЕОХИМИИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО МАРГАНЦОВОРУДНОГО ПРОЦЕССА СРАВНИТЕЛЬНО С ДРУГИМИ ЕГО ТИПАМИ

Материал, изложенный на предыдущих страницах, ограничен. Но все же вместе с данными Хьюитта и Флейшера (Hewett, Fleischer, 1960; Hewett a. oth., 1963) и Хьюитта (Hewett, 1966) он позволяет наметить некоторые своеобразные черты вулканогенно-осадочного марганцеворудного процесса сравнительно с другими типами марганценакопления. Мы ограничимся в дальнейшем лишь сопоставлением его с нормально-осадочным марганцеворудным процессом, который протекал в прибрежно-морской зоне и был подробно изучен на примере олигоценых руд, а также с накоплением марганца в конкрециях пелагических частей океанов.

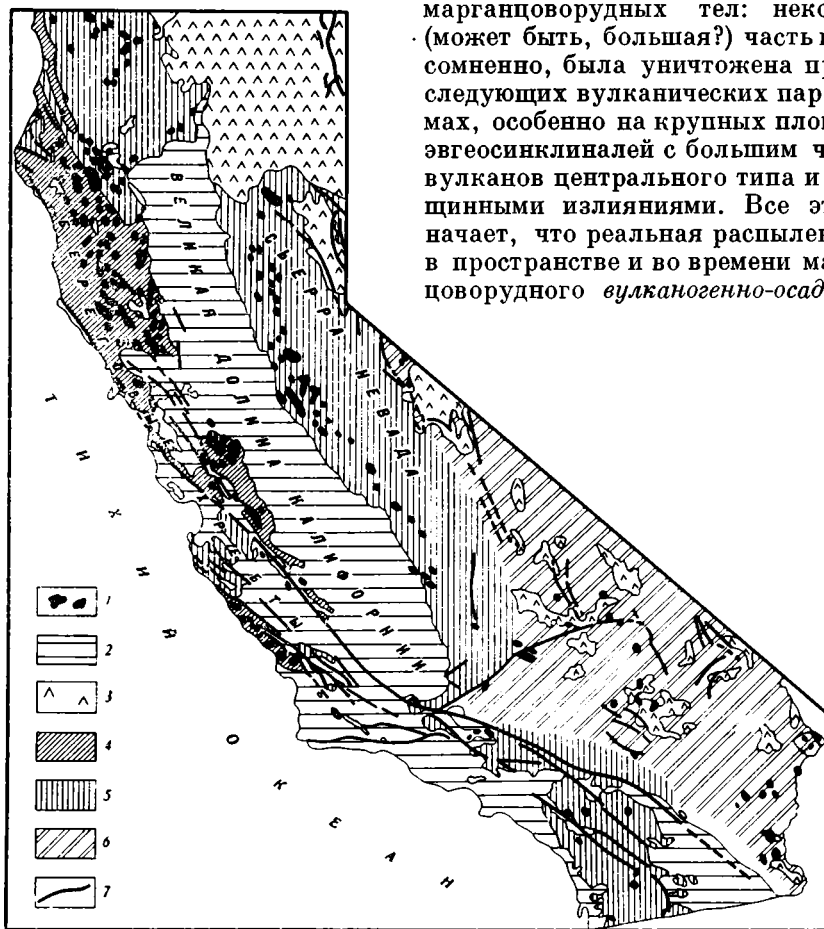
1. Распыленность вулканогенно-осадочного марганценакопления в пространстве и во времени

Одной из характерных особенностей околоочагового марганцеворудного процесса является *его пространственная и временная распыленность при малых и часто ничтожных размерах самих рудных тел*. Даже когда вулканические очаги изолированы, единичны или располагаются немногочисленными кучками, в поле их деятельности возникает ряд рудных тел, превосходящий количество вулканических центров. Джаильминская мульда с ее немногочисленными активными вулканическими центрами и многочисленными марганцево-железородными и полиметаллическими телами — наглядный тому пример. Аналогичные черты можно видеть в месторождениях Тахта-Карачи, Тетрицкаройском. В огромных же зонах эвгеосинклиналей, как, например, на Южном Урале, месторождения марганца исчисляются многими десятками, причем каждое из них распадается на много отдельных ограниченных мелких рудных линз. Наглядное представление о распыленности околотовулканического рудного процесса дает карта месторождений марганцовых руд в формациях Сан-Франциско и Ноксвилл в береговых хребтах США (фиг. 177), причем каждая точка карты на деле отображает не единственное рудное тело, а нередко множество тел, объединяемых в месторождение и располагающихся не только в одном и том же узком стратиграфическом интервале, но на нескольких горизонтах. Такая пространственная распыленность вулканогенно-осадочного процесса и пульсация его во времени коренятся в общем характере жизни вулканических очагов. Известно, что вокруг каждого из них гнездятся многие фумарольные поля и высачивания гидротермальных вод. И если даже часть фумарол и гидротерм способна создать рудные накопления марганца, количество их около одного

вулканического очага за длительный промежуток времени может оказаться значительным. Распыление же в пространстве и во времени масс рудного марганца, потенциально возможных для каждого очага, с неизбежностью порождает ограниченные, а порою и просто ничтожные размеры индивидуальных рудных тел.

Нужно иметь в виду при этом, что сохраняются далеко не все марганцевородные тела, которые были в действительности сформированы. Каждый следующий вулканический пароксизм, особенно когда он имеет эксплозивный характер, в известной мере уничтожает рудные тела, особенно если они расположены вблизи очагов эксплозий. При детальном изучении некоторых полей вулканогенно-осадочного рудонакопления в районе Лан-Диль, среди вулканических агломератов были встречены куски ранее существовавшей железной руды. На Урале в составе карамалыташской формации сохранились следы прежде существовавших яшмовых линз, уничтоженных при последующих излияниях. Нет оснований делать

исключение в этом отношении и для марганцевородных тел: некоторая (может быть, большая?) часть их, несомненно, была уничтожена при последующих вулканических пароксизмах, особенно на крупных площадях эвгеосинклиналей с большим числом вулканов центрального типа и с трещинными излияниями. Все это означает, что реальная распыленность в пространстве и во времени марганцевородного вулканогенно-осадочного



Фиг. 177. Распределение марганцевых руд в мезозойских и кайнозойских породах Калифорнии (по Taliaferro a. Hudson, 1943)

1 — площади распространения марганецсодержащих пород; 2 — осадочные породы поксвиллской группы верхней юры и послеюрского возраста; 3 — вулканогенные породы третичного и четвертичного возраста; 4 — осадочные и изверженные породы францисканской группы верхней юры; 5 — метаморфические и интрузивные породы домелового возраста (юра, триас, палеозой и древнее); 6 — комплекс нерасчлененных отложений (кайнозой, мезозой, палеозой и древнее); 7 — линии тектонических нарушений

процесса была гораздо больше той, какую можно представить себе по сохранившимся остаткам.

Эта специфическая черта вулканогенно-осадочного накопления марганца особенно бросается в глаза, если сравнить ее с нормально-осадочным рудным процессом в мелководной зоне морей и в пелагиали океанов. Напомним, что в Южно-Украинском рудном бассейне площадь Больше-Токмакского месторождения равна 808 км², при наличии единого непрерывного пласта *вкрапленных руд*. Западная рудная площадь составляет 230 км², Грушево-Басанская — 140 км²; кроме того, имеется ряд мелких рудных площадей (Новоселовская, Сулицкая, Ингулецкая и др.), из которых каждая представляет собой реликт некогда обширных сплошных площадей оруденения, уничтоженных в миоцене и плиоцене. Современная площадь Чиатурского месторождения — 85 км², но его первоначальная площадь была около 125 км². Мангышлакские руды прослежены на площади более 24 км², но также представляют собой остаток некогда большего месторождения. В Северо-Уральских палеоценовых месторождениях длина варьирует от 5,4 до 10 км, ширина — от 0,9—0,5 до 2,0—6,4 км, а площади — от 8,4 до 32 км². По сравнению с рудными накоплениями таких размеров вулканогенно-осадочные месторождения кажутся ничтожно малыми, особенно если брать отдельные, входящие в них рудные тела. Таким образом, при нормально-осадочном марганцеворудном процессе рудообразование не распыляется на многие точки, как при вулканогенно-осадочном, но концентрируется на огромных площадях, давая крупные массы руд. Но зато они встречаются несравненно реже в послерифейской истории Земли, чем рудообразование вулканогенно-осадочное. С этой точки зрения, нормально-осадочный и вулканогенно-осадочный процессы выступают как своего рода антиподы.

Резко отлично протекает марганценакопление в пелагиали океанов. В настоящее время оно охватывает огромные площади дна, которые на много порядков выше не только площадей околотовулканического, но и нормально-осадочного олигоценового марганценакопления. В то же время из самого механизма пелагического рудообразования, изложенного в главах III и IV первой части, вытекает, что пелагические зоны океанов были областями перманентного интенсивного марганценакопления, которое то усиливалось, как это имеет место в современный геологический момент, то ослаблялось, что определялось в основном меняющимися темпами пелагического осадконакопления вообще. В разрезах немногих колонков илов Тихого океана зафиксированы следы таких колебаний интенсивности пелагического марганцеворудного процесса. При более широком использовании длинных трубок большого диаметра число данных о глубоких горизонтах пелагических океанских руд, вероятно, сильно возрастет и перманентность марганцеворудного процесса здесь — с периодическими усилениями и ослаблениями его — станет более очевидной.

2. Особенности геохимического облика вулканогенно-осадочных марганцевых руд

Распыленность вулканогенно-осадочного марганцеворудного процесса сочетается со своеобразным геохимическим обликом руд. Рассмотрим ближе с этой точки зрения средний состав изученных руд, приведенный в табл. 148.

Как видим, кос-истекские ордовикские руды — типично монометаллические, с низким содержанием железа (1,3%) и высоким марганцевым модулем (18,0), сильно фосфористые, ассоциирующиеся с самостоятельными фосфатными выделениями в виде желваков; эти руды резко обогащены медью, но в них ничтожно мало кобальта, молибдена, германия, невелики содержания никеля. **Б о л г а р с к и е в е р х н е м е л о в ы е**

Средние содержания Mn, Fe, P и малых элементов в вулканогенно-осадочных мар современных

Месторождения и число образцов	Mn	Fe	P	Mn : Fe	V	Cr	Co
	%				10 ⁻⁴ %		
Вулканогенно-осадочные руды							
Караджалское (12)	35,87	3,10	—	3,14	19,8	14,2	9
Тахта-Карачи (14)	17,31	5,12	0,04	3,38	16	20	20
Тетрицкарройское (6)	25,27	12,42	0,045	2,03	95	12 [21]	21
Кос-Истекское (26)	23,25	1,3	0,95	18,0	37 [94]	11,5	3,4
Девонские восточного склона							
Урала (4)	24,51	1,39	0,05	18,0	20	Нет	Нет
Малый Кавказ (3)	12,31	8,1	0,03	1,52	24	11	0,7
Болгария (4)	25,95	2,71	Нет	9,58	122	6	4
Олигоценые руды юга СССР							
Южноукраинские	35,09	1,28	0,125	27,2	79,6	11	30,4
Чиатурские	35,23	0,88	0,028	40,2	93,0	9	94
Мангышлакские	22,21	2,63	0,115	8,38	72,0	21	55
Лабинские	24,95	2,75	0,020	9,07	37,0	19	13
Современные пелагические железо-марганцовые стяжения океанов							
Тихий океан (158)	18,58	11,1	—	1,67	540	10	3000
Атлантический океан (21)	13,12	16,40	—	0,80	700	20	3460
Индийский океан (6)	14,38	14,05	—	1,0	—	—	1900

Примечание. В прямых скобках показаны резко уклоняющиеся содержания.

Малые элементы в родохризите

Местонахождение и № образца	Fe	Mn	P	CO ₂	C _{орг}
	%				
Центральный Казахстан, месторождение Северный Коунрад, обр. А	1,78	43,90	Нет	36,60	Нет
Забайкалье, Джидинское месторождение, обр. 14/62, из жил, залегающих в гранитоидах	0,43	45,28	»	37,50	»
Там же, 297/48	1,44	44,12	»	37,50	»
Джидинское месторождение, обр. 7, из жил, залегающих в ультрабазитах	1,04	43,11	»	37,90	»
Там же, обр. III	1,34	42,54	»	37,85	»
Там же, сборная проба Б	1,21	42,59	»	37,85	»
Там же, сборная проба В	1,23	41,94	»	37,35	»

гайцовых рудах по сравнению с содержаниями их в рудах олигоценовых и океанических

Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge	Ba	Избыточно накапливаются
10 ⁻⁴ %									
42,9 [103]	15,5	3,2	26,8	24,5 [171]	121,6	5	3,9	—	Zn, SiO ₂
55	26	26	23	19,6	45,3	4,0	2,0	—	Mo, SiO ₂
19 [84]	19 [91]	65	45	3 [17]	89	16	13,4	—	Cu, Mo, Ge
51,4	530	1,5	32 [44]	23,3	70	1,8	1,5	300— 1000	Cu, P, SiO ₂
10,1	10	Нет	—	0,5	30	10,3	—	216	SiO ₂
21	11,3	16,3	28	9,3	45	2,7	8,3	—	Mo, Ge
41	592	36	61	12,5	64,5	13	12,5	—	Cu, Mo, Ge, SiO ₂
195	30	15,1	35,5	—	87,7	5,7	—	0,14	—
812	22	24,4	53,0	15	101	5	1,4	0,8	—
118	43	—	—	—	—	—	—	—	—
151	22	15,0	25,0	14	53	4	0,6	—	—
6200	4200	350	—	1200	760	10	4,6	—	—
3000	1030	740	—	1660	630	—	—	—	—
6300	5370	220	—	1400	570	—	—	—	—

Таблица 149

гидротермального генезиса

V	Cr	Cu	Ni	Co	Ga	Ge	W	Mo	Zn	Pb
10 ⁻⁴ %										
Нет	4	5	3	Нет	Нет	0,7	57	5	42	14
»	2	4	2	»	»	1,6	16	Нет	60	25
»	3	1	1	»	»	0,7	10	»	82	26
»	3	5	3	»	»	Нет	26	»	55	56
»	4	7	4	»	1	0,8	10	»	71	72
»	3	6	3	»	Нет	1,2	10	»	66	56
»	3	5	2	»	»	0,2	10	»	55	46

руды также отличаются монометаллическостью, но железа в них все же вдвое больше (2,7%), а марганцовый модуль вдвое ниже (9,58 вместо 18,0). Руды эти бесфосфатны, резко обогащены молибденом и германием, галлием, при очень низких содержаниях кобальта. Девоонские руды восточного склона Урала монометаллически, с высоким марганцовым модулем (18,0), но с ничтожным содержанием микроэлементов, одни из которых не улавливаются совсем (Cr, Co, Mo), другие находятся в количествах 0,5—10, редко $20-30 \times 10^{-4}\%$. В отличие от трех охарактеризованных, все остальные вулканогенно-осадочные руды *биметаллические*, с низким средним марганцовым модулем (1,52—3,38), т. е. железо-марганцовые, хотя и с преобладанием марганца. Во всех других отношениях они отчетливо отличаются друг от друга. Так, для караджалских руд характерны малые содержания всех микроэлементов (особенно Co, Mo), за исключением цинка, концентрация которого, напротив, необычайно высока. Палеоценовые руды Малого Кавказа также обладают в общем низкими концентрациями микроэлементов, за исключением Mo и Ge, содержания которых, напротив, резко повышены, у первого — до $16,3 \times 10^{-4}\%$, у второго — до $8,3 \times 10^{-4}\%$; кроме того, эти руды не ассоциируют с яшмами, т. е. не сопровождаются накоплением кремнезема. Тетрицкаройские верхнемеловые руды несколько более богаты микроэлементами, причем, по сравнению с другими, в них повышены содержания Ni, Cu, особенно же Mo и Ge; эти руды также не сопровождаются накоплениями кремнезема. Наконец, руды Тахта-Карачи при общих содержаниях микроэлементов выделяются резко повышенной концентрацией Mo и отчасти Co; они ассоциируют с накоплениями SiO₂.

В этой краткой характеристике бросаются в глаза три черты геохимического облика вулканогенно-осадочных руд. Прежде всего, *изменчивость соотношений марганца и железа*: в трех случаях из семи это монометаллические марганцовые руды с малым содержанием железа и высоким марганцовым модулем; в четырех других случаях — биметаллические накопления с низким марганцовым модулем. Впрочем, нужно иметь в виду, что в группе биметаллических руд в пределах одного и того же месторождения и даже одного и того же рудного тела монометаллические накопления порой быстро сменяются биметаллическими и наоборот, как это мы видели на примере Караджала. Резко изменчиво и содержание микроэлементов. В подавляющем большинстве случаев оно держится на низком и очень низком уровне, сильно уступающем уровню в нормально-осадочных рудах, не говоря уже о пелагических океанских. В то же время почти в каждом месторождении имеется по одному, два, реже три микроэлемента, которые, наоборот, резко обогащают руды до уровня намного большего, чем у нормально-осадочных. В караджалских рудах это цинк, в тахта-карачинских — молибден, в тетрицкаройских — медь, молибден, германий, в кос-истекских — медь, фосфор, в болгарских — медь, молибден, германий, в рудах Малого Кавказа — молибден, германий. Сочетание низкого общего уровня содержания микроэлементов с отдельными резко накапливающимися, притом в различных месторождениях разными элементами представляет очень своеобразную особенность вулканогенно-осадочных руд, резко индивидуализирующую каждое месторождение, придающую ему характерные неповторимые черты. Наконец, не остается постоянным и количество в вулканогенно-осадочных рудах кремнезема: то его много, и руды располагаются в яшмах, лишь частично заходя в туфы, то ничтожно мало, и руды подчинены туфолавному комплексу, либо даже терригенным породам.

Таким образом, резкая изменчивость содержаний как главных рудных компонентов, так и микроэлементов, а также аутигенной SiO₂ является характернейшей чертой геохимического облика изученных вулканогенно-

осадочных руд. Поэтому можно сказать, что каждая из них обладает своим особым геохимическим обликом, в отличие, например, от олигоценых руд юга СССР; геохимический облик которых достаточно сивелирован, и только Чиатуры более или менее резко отличаются от других.

И все же, даже при наличии ярко выраженных индивидуальных геохимических черт у каждого вулканогенно-осадочного месторождения, можно указать и некоторые особенности, характерные для большинства их. Эти особенности хорошо выступают на фиг. 178, дающей усредненный геохимический спектр вулканогенно-осадочных руд. В нем обращают на себя внимание обычно низкие и очень низкие содержания кобальта и никеля и часто высокие и очень высокие содержания меди, свинца и цинка, к которым нередко присоединяются резко повышенные содержания германия. Характерно, что в некоторых месторождениях Джайльминской мульды (например, Джайрем, в меньшей степени Караджал) среди марганценовой толщи встречаются пластовые и, по-видимому, сингенетичные Mn рудам накопления свинца и цинка с сопровождающими их микроэлементами, и собственно марганцеворудная фация здесь локально замещается полиметаллической.

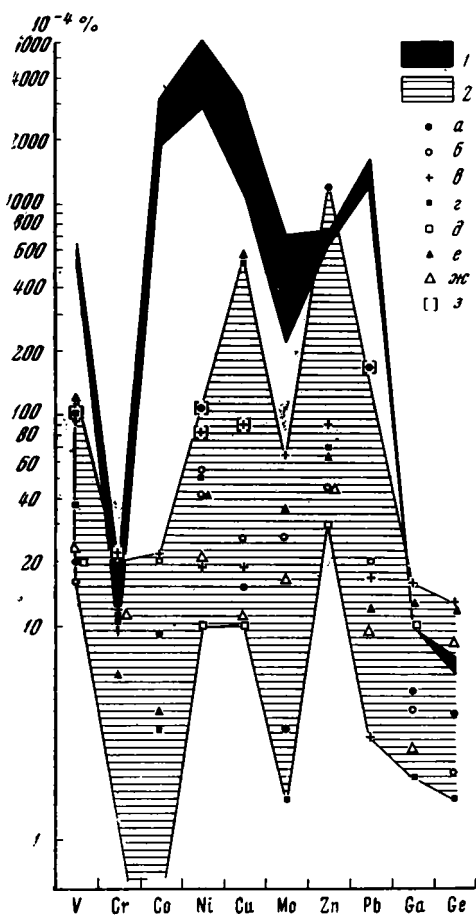
Добавим, что хотя накопление аутигенной SiO_2 встречается и не во всех месторождениях, все же оно наблюдается в подавляющем большинстве случаев, то в резко выраженной, то в ослабленной форме. Ассоциация с аутигенным кремнеземом в общем столь типична, что может рассматриваться в качестве диагностического признака этого типа руд, по которому почти безошибочно можно определить принадлежность тех или иных Mn руд именно к этому фациально-генетическому типу.

Чрезвычайно интересно сопоставить по геохимическому облику описанные выше достоверные вулканогенно-осадочные руды с родохрозитовыми накоплениями марганца в собственно гидротермальных жилах. Соответствующие данные представлены в табл. 149 и фиг. 179. Материал происходит частью из Коунрада, но главным образом из гидротермальных жил Джидинского месторождения Забайкалья, залегающих в ультрабазитах. Розовый родохрозит включает пятна вольфрамита, сфалерита, галенита, которые были тщательно отобраны перед сдачей образцов в анализ; несмотря на большую тщательность очистки, все же микроскопические включения перечисленных элементов в родохрозитовой массе остались, что и отразилось в анализах (см. табл. 149).

Нетрудно видеть, что по низким содержаниям V, Cr, Co, Ni, Cu, Mo, Ga, а иногда по их полному отсутствию собственно гидротермальные руды гораздо ближе напоминают вулканогенно-осадочные, но не нормально-осадочные (см. фиг. 179). Особенно контрастно различие гидротермальных родохрозитов и океанских пелагических руд.

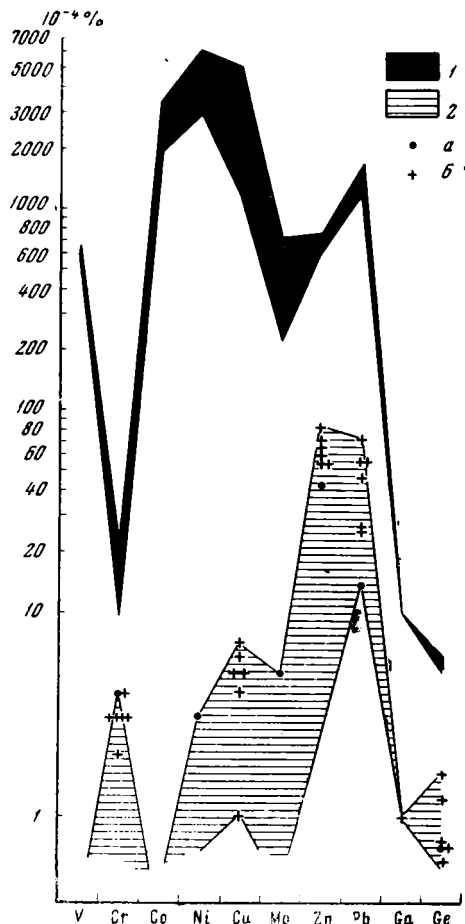
Так как наши материалы, обосновывающие геохимическую специфику вулканогенно-осадочных руд, ограничены и к тому же относятся только к территории Советского Союза, необходимо привлечь литературные данные по аналогичным зарубежным месторождениям, опубликованные разными авторами, особенно Хьюиттом и Флейшером (Hewett, Fleischer, 1960), Хьюиттом, Флейшером и Конклином (Hewett, Fleischer, Conklin, 1963), Хьюиттом (Hewett, 1966).

Из сопоставления содержаний Mn и Fe и величин марганцевого модуля видно (табл. 150—153), что соотношения этих элементов и в зарубежных вулканогенно-осадочных месторождениях варьируют не меньше, чем в рудах СССР. Принимая, что $\text{Mn} : \text{Fe}$ меньше 4 указывает на биметалличность руд, а больше 4 — на монометалличность, нетрудно видеть, что 32 анализа дают монометаллические марганцевые руды, а 35 — биметаллические. Это — примерно то же, что и в вулканогенно-осадочных месторождениях СССР. Даже в разных частях одного и того же месторождения (Три-Кайдс) марганцевый модуль изменяется весьма значительно (от 0,90



Фиг. 178. Сравнение средних содержаний микроэлементов в современных пелагических океанских рудных стяжениях и в древних вулканогенно-осадочных рудах

1 — современные океанские; 2 — вулканогенно-осадочные: а — караджалские руды, б — тахтакарачайские, в — тетрицаройские, г — косистенские, д — бугульгирские, е — болгарские, ж — руды Малого Кавказа, з — средние значения



Фиг. 179. Сравнение средних содержаний микроэлементов в современных океанских рудных стяжениях и в родохрозитовых гидротермальных рудах

1 — современные океанские железо-марганцевые стяжения; 2 — родохрозитовые жилы; а — Центральный Казахстан; б — Забайкалье

до 15,25), т. е. почти так же, как в наших атасуийских рудах. Таким образом, изменчивость соотношений $Mn : Fe$, отчетливо видная на советских месторождениях, имеет место в такой же степени, если не больше, и на месторождениях зарубежных.

В табл. 151 показаны содержания микроэлементов в месторождениях всего мира, тогда как табл. 152 демонстрирует, правда при несколько сокращенном наборе элементов, месторождения западных штатов США, табл. 153 — руды в пределах небольшого рудного поля Три-Кайдс. Во всех случаях содержания микроэлементов, особенно бария, изменяются в достаточно широких пределах. И в то же время из табл. 151 явствует, что и для зарубежных вулканогенно-осадочных месторождений, как и для советских, типичны низкие содержания никеля и часто кобальта, высокие и очень высокие содержания Cu , Pb , Zn , W и Ba . Накопление этой группы микроэлементов особенно резко выражено в стратифицированных место-

Химический состав (в %) некоторых вулканогенно-осадочных марганцевых руд

Таблица 150

Местонахождение	Mn	Fe	Mn : Fe	P	BaO	Pb	Литературный источник
Бразилия, месторождение Урукум (?) . .	48,0	9,9	4,8	0,15			Барбоза (Barbosa, 1956)
Япония							
Полосчатые руды Таней Яна:							
рудный слой	4,91	22,0	0,22	—			Такабатаке (Takabatake, 1956); Катцу (Katzu, 1956)
яшмовый слой (J?)	0,62	1,81	0,34	—			
То же	10,55	38,34	0,28	0,67			
»	14,09	37,45	0,38	0,77			
Бельгия							
Бассейн долины Льенн (Смз)	7,73	22,46	0,35	0,20			Ансьон, Каламбер и Макар (Ancion, Calenebert, Masar, 1956)
Там же нижний пласт	15,69	18,42	0,85	0,23			
» верхний пласт	9,66	24,73	0,39	0,27			
Чехословакия (верхний протерозой) . . .	12—18	20—30	0,6	1,6			Поуба (Pouba, 1956)
Франция							
Группы: Корбьер	52,20	9,45	5,7	—			Люньон (Lougnon, 1956)
Монтань Нуар	28	18—20	1,55—1,4	—			
Восточные Пиренеи	28—29	4	7,0	—			
То же	41—49	17—20	2,4	—			
»	47	15	3,1	—			
»	38,66	12,11	3,2	—			
США, Береговые хребты (J ₃)							
Карбонатные руды с разработок Бреретон:							
обр. 1	47,04	0,80	58,5	0,11			Талиаферро (Taliaferro, 1943)
обр. 2	47,20	1,54	30,7	—			
Опаловые руды с разработок Вуде:							
обр. 1	37,44	0,94	39,8	0,03			
обр. 2	30,97	1,02	30,3	Следы			
обр. 3	28,64	—	—	—			
Марокко							
Месторождения: Плеинх	50	1,5—20	25—30		2	1,5	Хьюитт (Hewett, 1966)
Гасдремт	44	1	44		6	6	
Бу-Арфа	35—45	10—15	3—4,5		0,5	0,5	
Танурат	50	0,6	83		0,5	0,15	
Н'кусса	40	2—3	13—20		1—0,5	0,1	
Тиаратин	40	1	40		1	?	
Наргехум	40—45	2—3	20—15		1—3	0,1	
Глиб-ен-нам	35—45	3	12—15		0,3	0,05	

Содержание (в 10^{-4} %) малых элементов в зарубежных месторождениях вулканогенно-осадочного типа
(Hewett, Fleischer, Conklin, 1963; Hewett, 1966; Aguirre, Menech, 1964) (а — пределы колебаний, б — среднее)

Месторождения	V		Cr		Co		Ni		Cu		Mn	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
США, западные штаты . .	—	307	—	14	—	102	—	31	—	92	—	160
Мексика:												
округ Люциферио	—	—	—	—	300—500	350	7—30	15	2000—3000	2700	—	—
округ Антлан	—	—	—	—	15—30	22	0—15	7	150—3000	1600	—	—
Куба, формация Charco												
Rodondo	—	—	—	—	70—1500	470	50—300	130	150—10000	2050	—	—
Чили, Кокимбо	—	—	—	—	15	15	7—15	10	70—30 000	15 300	—	—
Марокко, Аутзазате	—	—	—	—	100—700	210	7—30	6	20—3000	1300	—	—
Югославия, Порезон-Кар	—	—	—	—	10—30	20	30—70	50	70	70	—	—
Турция:												
Эрегли	—	—	—	—	10—50	25	200—500	350	50—100	87	—	—
прочие	—	—	—	—	50—200	120	50—200	64	70—700	380	—	—
Япония	—	—	—	—	70—1000	290	20—700	380	30—2000	540	—	—

Месторождения руды	W		Pb		Zn		Ga		Ge		Ba		Характерные элементы
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	
США, западные штаты . .	—	30	—	11 520	—	466	—	—	—	15	—	—	Mo, Pb, Zn
Мексика:													
округ Люциферио	0	0	1500—15 000	6400	700—1500	1200	—	—	—	—	—	7700	Co(?), Cu, Pb, Zn, Ba
округ Антлан	0	0	150—700	420	0	0	—	—	—	—	—	3600	—
Куба, формация Charco													
Rodondo	70—1000	140	0	0	0	0	—	—	—	—	15—15 000	3700	Co, Cu, W
Чили, Кокимбо	0	0	150	150	0	0	—	—	—	—	3000—7000	5000	Cu
Марокко, Аутзазате	0—1000	170	От неск. % до 500	Очень много	300—1500	900	—	—	—	—	n %	29 000	Cu, W, Pb, Zn, Ba
Югославия, Порезон-Кар	50—1000	50	0	0	0	0	—	—	—	—	n %	50 000	Ba
Турция:													
Эрегли	150—500	310	0	0	0	0	—	—	—	—	1% и ниже	5360	Cu, Pb, Zn, Ba, W
прочие	0	0	0—700	350	0—700	350	—	—	—	—	—	—	—
Япония	—	—	300—15 000	820	500—5000	780	—	—	—	—	n %—20	964	Co(?), Cu, Pb, Zn, Ba

Содержание Mn, Fe и малых элементов в четвертичных и плиоценовых
стратифицированных рудах запада США
(по Hewett a. Fleischer, 1960)

Местонахождение	Mn	Fe	Mn : Fe	Cu	Pb	Zn	W	Ba
	%							
Невада:								
Голконда	52,91	0,33	162	—	—	—	18 600	37 200
»	19,2	3,1	6,2	100	100	—	23 000	17 000
»	4,2	21,1	0,14	100	0	—	46 000	4500
»	27,8	4,5	18,6	1000	0	—	19 000	16 100
Блэк-Рок	5,1	—	—	—	—	—	—	—
Вирджин-Рок	12,7	2,6	4,9	300	—	0	—	0
Три-Кайде	25,0	1,31	19,0	3500	18 700	700	—	—
»	23,7	1,54	15,4	2000	33 100	—	—	900
»	10,5	1,30	8,0	—	8900	1000	—	—
Баулдер-Сити	4,2	0,6	7,0	—	5200	800	—	180
Калифорния:								
Навасу-Орчерд	10,2	2,9	3,5	—	—	Следы	—	34 000
Аризона:								
Томпсон	33,7	1,7	19,8	0	—	0	—	57 600
Мэгжи	10,6	1,3	8,0	0	2500	0	240	26 000
»	5,7	0,9	6,3	—	2300	800	240	14 300
Шэпин	6,98	3,57	1,9	400	2700	800	240	2700
»	5,99	3,88	1,5	500	2800	1800	—	8300
Мак-Грегор	7,9	2,3	3,4	—	8900	1100	—	8950
Айдахо:								
Кливленд	57,12	0,14	408	260	500	—	—	—
Айдахо компани	38,7	4,4	8,7	—	—	—	—	8100
Мак-Грегор	20,3	1,7	1,2	—	—	—	—	4600
Среднее	19,13	3,27	5,82	740	6600	600	15 000	15 000

рождениях запада США, где Pb, Zn, Ba и частью W находятся в весьма высоких концентрациях. Содержания их здесь настолько значительны и часто встречаются в рудах, что при анализе последних определяются, как правило, только Cu, Pb, Zn, W, Ba или некоторые из них. Обогащенность этой элементной пятеркой стратифицированных вулканогенно-осадочных руд является одной из особо характерных черт руд запада США и Чили.

Очень существенны указания Хьюитта и Флейшера (Hewett, Fleischer, 1960) на то, что стратифицированные плиоценовые Mn руды штатов Аризона, Колорадо и Невада по возрасту синхроничны жильным накоплениям марганца, приуроченным в штатах Аризона и Нью-Мексико к тем же третичным и более древним породам. Как можно видеть из табл. 154, комплекс характерных микроэлементов окисных жильных руд близок к характерному комплексу стратифицированных вулканогенно-осадочных накоплений. Еще любопытнее соотношения в Мексике. Здесь в округе Люцифери стратифицированные руды содержат от 48 до 52% Mn при 0,8—1,0% Fe; имеются также «уловимые» (appreciable) количества меди и свинца. В той же раннеплиоценовой формации (Boleo-formation) соседнего округа Болео содержание марганца резко падает до 3—4%, содержание свинца достигает

Анализы керновых образцов марганцевой руды месторождения Три-Кайдс,
штат Невада (солянокислая вытяжка)
(по Hewett a. Fleischer, 1960)

№ сква- жины	Интервал, м	Mn	Fe	Mn : Fe	Cu	Pb	Ba
		%					
12	96—100	12,0	1,46	8,2	100	4500	1000
12	105—106	27,5	0,99	28,0	700	32 800	Her
23а	227—232	24,5	5,60	4,4	50	3700	»
23а	247—252	29,2	6,31	4,6	200	2200	»
23а	267—270	14,2	3,48	4,1	100	3500	»
23а	287—292	24,1	5,98	4,0	500	6100	1600
23а	294—296	4,3	15,25	0,28	100	1200	Her
23а	302—306	13,4	5,12	2,6	100	1800	500
31	61—62	14,6	1,16	12,5	50	4800	10 400
31	108—112	23,48	0,65	36,1	400	13 000	27 700
31	161—166	21,2	1,14	18,4	100	10 300	2500
13	92—97	25,1	1,55	16,2	50	8500	13 600
13	122—123	13,4	6,13	2,2	200	2200	1200
16	142—146	4,9	1,94	2,5	50	1200	13 800
25	72—74	4,4	1,34	3,3	50	1800	43 800
25	97—102	13,0	1,12	11,5	100	3000	31 100
25	122—127	22,5	0,95	23	100	17 100	1000
25	142—146	3,8	1,03	3,7	100	3300	1000
30	87—92	4,3	0,90	4,8	50	1000	500
30	107—112	4,2	1,55	2,7	100	1000	17 000
30	137—142	4,1	1,81	2,2	50	1000	12 000
Среднее . . .		14,67	3,11	4,71	155	566,7	8509,5

0,23 %, а меди 3—6 %, и, таким образом, марганценозные вулканогенно-осадочные руды латерально переходят в свинцово-медные (Hewett, 1966).

Итак, для геохимического облика и советских, и зарубежных вулканогенно-осадочных Mn руд характерны три особенности: а) чрезвычайная изменчивость отношений Mn : Fe, а также набора и количественных содержаний микроэлементов; концентрации последних часто низкие, но резко изменяются в пределах даже одного небольшого месторождения, а тем более у разных месторождений; б) резко выраженное в подавляющем большинстве случаев обогащение Cu, Pb, Zn, Mo, W, Ba и Ge (всеми семью элементами или лишь частью их) при малых или ничтожных количествах Ni и Co, особенно первого; исключения не часты; иногда Mn руды ассоциируют с полиметаллическими или переходят в них по простиранию; в) тесная, как правило, ассоциация марганца с кремнеземом; исключения имеются, но немногочисленные.

Резко выраженная специфика геохимического облика вулканогенно-осадочных руд сравнительно с нормально-осадочными современными и олигоценовыми морскими рудами очевидна и едва ли требует еще каких-либо доказательств. Хотелось бы подчеркнуть, что по геохимическому облику и океанские пелагические накопления столь же отчетливо отличаются от вулканогенно-осадочных руд. Fe-Mn стяжения в океанических глубинах характеризуются резким накоплением Co — Ni — Cu, которые в их среднем геохимическом спектре стоят на первом месте и многократно пре-

Состав (в 10^{-4} %) окисных жильных марганцовых руд разных штатов США и Мексики

(по Hewett, Fleischer, Conklin, 1963)

Местонахождение	Va	Co	Cr	Cu	Ga	Ge	Mo
С Ш А							
Аризона	45 600	530	12	1120	2	175	188
Калифорния	—	51	12	530	0	36	255
Колорадо	70 000	150	7	300	0	0	0
Невада	—	23	3	65	0	0	110
Нью-Мексико	—	384	12	665	7	24	326
Орегон	30 000	30	0	30	0	0	0
Техас	—	70	30	300	30	0	150
Юта	—	700	3	30	0	0	700
Арканзас	70 000	150	7	150	0	0	0
Мексика	70 000	150	0	1500	0	0	70

Местонахождение	Ni	Pb	V	W	Zn	Характерные элементы
С Ш А						
Аризона	27	2296	152	2830	0	Va, Co, Cu, Ge, Mo, Pb, W
Калифорния	15	1850	928	866	250	Cu, Ge, Mo, Pb, V, W, Zn (Ba?)
Колорадо	70	30	300	700	0	Va, Co? Cu, W
Невада	0	0	357	12 000	0	Mo, W (Ba?)
Нью-Мексико	40	11 400	980	3500	1300	Co, Cu, Mo, Pb, V, W, Zn
Орегон	0	300	150	7000	0	Va, Pb, W
Техас	30	150	700	15 000	0	Cu, Mo, V, W (Ba?)
Юта	30	—	3000	1500	0	Co, Mo, Pb, W (Ba?)
Арканзас	300	300	0	0	0	Va, Co, Cu, Ni, Pb
Мексика	0	7000	700	70 000	3000	Va, Co, Cu, Pb, V, W, Zn

вышают их содержания в вулканогенно-осадочных рудах. Содержания же Pb, Zn намного ниже, чем Co — Ni — Cu и резко ниже тех, какие свойственны вулканогенно-осадочным рудам. Что же касается Ge, W и Va, то их содержания в пелагических Fe-Mn стяжениях совсем низкие и далеко уступают тем количествам, какие установлены для ряда вулканогенно-осадочных руд.

Как видим, каждый из фациально-генетических типов марганцовых руд действительно обладает особыми, достаточно отчетливо выраженными геохимическими особенностями. Весьма важно при этом, что собственно осадочные руды, как морские, так и океанические, по геохимическому спектру повторяют друг друга и резко противопоставляются вулканогенно-осадочным. Это обстоятельство, несомненно, имеет глубокий генетический смысл, дополнительно подкрепляя схему образования пелагических Fe-Mn стяжений, развитую в первой части книги.

В чем же причина геохимической специфики вулканогенно-осадочных марганцевых руд? Когда и где — в вулканическом очаге или уже в бассейне — марганец обособляется от железа? Что контролирует часто наблюдаемые общие низкие содержания микроэлементов в вулканогенно-осадочных марганцевых рудах? И что вызывает резкие всплески концентраций отдельных микроэлементов, чаще всего Pb, Zn, Cu, W, Ge?

3. О факторах, определяющих геохимическую специфику вулканогенно-осадочных руд

Караджальское месторождение — единственное из рассмотренных в этой работе, для которого вопрос о разделении марганца и железа проанализирован на достаточном материале. При этом получен единственный удовлетворяющий фактам ответ: разделение Mn и Fe происходило не в путях их миграции в бассейне, а внутри очага. В море поступали гидротермы, в которых в одних случаях железо совершенно подавляло марганец, в других — марганец преобладал над железом, а иногда оба они присутствовали в соизмеримых количествах. При миграциях гидротерм в морском бассейне, если и происходило дальнейшее разделение обоих главных рудообразующих элементов, то лишь во вполне подчиненной степени, которая определяет детали размещения этих элементов в осадке, а не главные его черты. Думается, что ситуация, вскрываемая в Караджале, имеет не частное, а общее значение. Отделение Mn от Fe уже в вулканическом очаге, при формировании гидротерм, — это не специфика Караджальского месторождения, а проявление общего механизма дифференциации обоих элементов при вулканогенно-осадочном рудообразовании. С этой точки зрения, между вулканогенно-осадочным и нормально-осадочным прибрежно-морским марганцеворудным процессами — при всем их глубоким различии — существует своеобразная аналогия. В обоих случаях отделение Mn от Fe происходило при самом формировании рудных растворов, а не в путях их миграции; только при нормально-осадочном процессе оно протекало в коре выветривания на ее щелочной стадии, а при вулканогенно-осадочном — в вулканическом очаге.

К аналогичному выводу относительно механизма отделения Mn от Fe пришел недавно и Хьюитт (Hewett, 1966). «Кажется, — пишет он, — что теория континентального происхождения для большого числа свободных от железа (iron-free) окислов марганца открыта серьезным возражением, так как крупные концентрации железа в осадочных породах того же возраста не существуют. Доказательства (evidence), касающиеся этой проблемы, дает детальное изучение плиоценового бассейна в горах Артиллери (штат Аризона) — континентального водоема, который, очевидно, не имел внешнего стока. На основании многочисленных скважин на площади около 1 квадратной мили было подсчитано, что (рудный. — Н. С.) слой толщиной около 60 футов (20 м) содержит около 7 500 000 т марганца; анализы многочисленных образцов показывают, что отношение Mn : Fe в слое колеблется приблизительно от 10 : 1 до 2 : 1, при среднем отношении около 5 : 1. Если бы марганец и железо происходили из пород, которые окружают этот водоем, в последнем должно было быть место громадное накопление железа; поскольку же оно отсутствует, источник обоих металлов должен быть иным.

Чтобы выяснить другой возможный источник марганца в бедных железом окисных и карбонатных слоях, необходимо рассмотреть вкратце природу и распределение марганцевых и железистых минералов от самой глубокой термальней зоны до поверхности земной коры, где появляются горячие источники. В самой глубокой и горячей зоне, где формируются пирометасоматические породы, существует только очень немного чисто марганцевых минералов, причем это главным образом силикаты. Недавнее

исследование отложений цинковых и марганцевых минералов в месторождении Франклин-Фернис (штат Нью-Джерси) показывает, что они принадлежат к этой группе; здесь наиболее богатым марганцем минералом является франклинит. В этой зоне, однако, имеется много отложений железа, в частности, магнетита, но они почти свободны от марганца; только редко содержание Mn превосходит 0,1%. В пегматитах марганец встречается в виде силикатов, фосфатов, танталатов и почти во всех них много железа.

В более высокой и холодной зоне, мезотермальной, наиболее обильным марганецсодержащим минералом является манганосидерит, в котором отношение Fe : Mn обычно около 3 : 1; свободные от железа марганцевые минералы в этой зоне редки. И только в еще более высокой и холодной эпитептермальной зоне встречаются большие количества почти свободных от железа марганцевых минералов — главным образом родохрозита и родонита. Иначе говоря, при подъеме гидротермальных вод с больших глубин наблюдается определенная тенденция у железистых минералов осаждаться в более глубоких (горячих) зонах, у смешанных железо-марганцевых минералов — в промежуточной (мезотермальной) зоне и у свободных от железа марганцевых минералов — в эпитептермальной зоне, вблизи поверхности земли.

Обзор количеств железа и марганца в 60 горячих источниках западных штатов США, содержащих оба этих элемента, показывает, что марганец преобладает над железом в двух третях образцов. В обзоре содержания Mn и Fe в 860 образцах воды горячих источников в Японии Нишимура указывает аналогичное соотношение. В нескольких местах на о. Хоккайдо большие количества марганца, почти свободного от железа, эксплуатировались в линзовидно залегающих накоплениях вблизи активных горячих источников (Акан)» (Hewett, 1966, стр. 457—458).

Что касается общего низкого уровня содержания микроэлементов в вулканогенно-осадочных рудах, при наличии резко повышенных количеств некоторых из них, то причина этого лежит, вероятно, также преимущественно в температурном режиме гидротерм и эксгалиций. Недавно Гардером (Gardner, 1964) было показано, что мобилизация в вулканическом очаге микроэлементов происходит в виде их хлоридов, которые обладают летучестью, однако, только при высоких температурах. Стало быть, гидротермы в это время принадлежат к хлоридному типу и сильно нагреты (свыше 100—130°С). При низких температурах в раствор переходят лишь бикарбонаты Fe, Mn, кремнезем и следы микроэлементов; гидротермы имеют в это время характер слабо нагретых (30—40°С) углекислых источников. Вместе с тем известно, что фумарольно-гидротермальная деятельность вулканических очагов весьма быстро меняется во времени и что высокотемпературная стадия фумарол с Cl и H₂S существует кратковременно, быстро сменяясь выделениями CO₂ и кислыми гидротермами, длительность выделения которых многократно превышает длительность горячей хлоридно-сероводородной стадии.

Часто наблюдаемое низкое общее содержание микроэлементов в вулканогенно-осадочных марганцевых рудах указывает на то, что главная масса рудных гидротермальных растворов была низкотемпературна и имела характер углекислых терм. Но временами, после очередного излияния или эксплозии, возникали более высокотемпературные эксгалиции с HCl и H₂S в гидротермах; тогда-то и выносились некоторые количества Cu, Pb, Zn, Mo, Ge и отдельные участки или горизонты рудных тел обогащались каким-либо одним или двумя-тремя членами этого ряда в форме сульфидов. В некоторых случаях эта полиметаллическая минерализация приобретала интенсивный характер и неоднократно повторялась, как, например, в месторождении Джайрем (Джаильминская мульда); в других — марганцеворудные накопления сменялись по простиранию частью стратифицирован-

ными накоплениями Cu, Pb, Zn (Мексика), частью жильными с теми же металлами, к которым добавлялись еще W, Ba (западные штаты США).

В связи с этим большой интерес приобретает изучение элементного состава тех заведомо связанных с горячими источниками современных отложений, которые распространены в современной вулканической области западных штатов США (табл. 155). Анализировались 22 образца (White, Waring, 1963; Hewett, 1966).

Таблица 155

Содержание Fe, Mn и малых элементов в отложениях современных гидротермальных вод
(по Hewett, Fleischer, Conklin, 1963)

Содержание	Mn	Fe	V	Cr	Co	Ni	Cu
	%			10 ⁻⁴ %			
Среднее	>40	2,05	166	12	367	232	130
Пределы колебаний	—	0,03—7,0	0—3000	0—3000	0—3000	0—3000	17—1500

Содержание	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge	Ba
	10 ⁻⁴ %						%
Среднее	57	110	501	177	3,5	45	1,13
Пределы колебаний	0—300	0—7000	0—700	0—3000	0—30	0—300	0,07—7,0

Как видим, картина весьма близка к той, которая наблюдается в стратифицированных Mn рудах, особенно, если брать тот же западноамериканский регион, где развиты четвертичные и плиоценовые стратифицированные марганцевые руды.

Итак, существенно разный геохимический облик вулканогенно-осадочных, прибрежно-морских и пелагических океанских марганцевых руд создается существенно разными путями. Для первых он определяется составом материала, поступающего из вулканических очагов и контролируемого в первую очередь температурным режимом эксгаляций и гидротерм; явления осадочной дифференциации в самом бассейне при смешении гидротерм с морской водой имеют вполне второстепенное значение и редко когда выступают сколько-нибудь ясно. У прибрежно-морских Mn руд геохимический облик создается процессами, происходящими в коре выветривания водосборов, и составом поступающих с них рудных растворов; осадочная дифференциация в самом бассейне также сколько-нибудь заметной роли не играет.

Но геохимический облик пелагических океанских руд в решающей степени контролируется не составом материала, поступающего с суши (локально и из вулканических очагов), а интенсивно протекающими процессами фракционирования (или осадочной дифференциации) этого материала в водной массе бассейна, поддержанной и усиленной диагенетическим перераспределением веществ в илах.

4. Об общем геохимическом фоне вулканогенно-осадочного рудного марганцenaкопления

Разбирая Караджальское, Тахта-Карачинское, Кос-Истекское месторождения, по которым в литературе имеются более полные и разносторонние сведения, мы могли убедиться, что марганцеворудные тела подчинены здесь толщам пород, которые сами отличаются явно повышенными содержаниями марганца (10—20 кларков). При этом в одних случаях (например, Джаильминская мульда, в частности Караджальское месторождение) толщи пород, зараженных марганцем, очень мощны (до 130—650 м) и представляют собой колоссальные низкопроцентные скопления марганца; в других (Тахта-Карачи) — эти толщи гораздо меньше по мощности и включают, кроме того, прослой пород с кларковым содержанием марганца; в третьих (Кос-Иstek) обогащенность марганцем показывают не столько осадочные толщи (яшмы), вмещающие руды, сколько туфы и лавы, переслаивающиеся с ними.

Аналогичное явление отмечается в формации Шэпин-Уош плиоценового возраста (США, Аризона, округ Артиллери-Пик), сложенной лавовыми пластами, пеплами, вулканическими брекчиями с незначительными прослоями терригенных пород аридного типа. «Зона осадков вблизи основания формации Шэпин-Уош, — пишут Д. Хьюитт и М. Флейшер, — местами (sporadically) содержит пласт, в котором концентрация марганца заслуживает внимания на площади около 5—7 миль; наибольшая линейная протяженность хорошо выделяемого пласта около 7000 футов (2,3 км). В скважине (BM-5) содержание марганца свыше 0,20% устанавливается в каждом 5-футовом (1,5-метровом) отрезке разреза, мощность которого составляет 407 футов (135 м). Марганец концентрируется в верхних 62 футах (21 м) разреза, где среднее его содержание равно 5,90%. Концентрация же марганца в верхнем 5-футовом отрезке указанной 62-футовой зоны составляет 14,4%... На основании многих анализов, которые были выполнены на керне 66 скважин, установлено, что на площади Мэгги, образующей только часть всей марганценоносной территории, содержится около 150 000 000 т руды, при средней концентрации Mn около 5%, что указывает на наличие на этой площади 7 500 000 т металла» (Hewett, Fleischer, 1960, стр. 30, 31).

Вполне вероятно, что повышенный фон, на котором возникают рудные накопления марганца, не является редкостью в вулканогенно-осадочном типе; ограниченное же число случаев обнаружения его обусловлено отсутствием целенаправленных соответствующих наблюдений.

Отмечая это обстоятельство, подчеркнем, что в то же время не только сами руды, но и вмещающие их зараженные марганцем осадочные породы отчетливо тяготеют непосредственно к очагам подводной вулканической деятельности, не отходят от них за пределы 10—15 км. Это отчетливо видно на примере Джаильминской мульды, месторождения Тахта-Карачи и вообще во всей зоне силурийских марганцевых руд Зеравшанского хребта, а также в кембрийском Усинском месторождении Кузнецкого Алатау, не рассматриваемом в этой монографии. Яшмы, сопровождающие марганцевые руды Болгарии, отчетливо заражены марганцем (в среднем до 1%), но образуют маломощные тела. Отсутствие зараженности марганцем яшм карамалыташской формации Восточного Урала связано, как уже указывалось, с тем, что анализированные образцы происходили из разрезов, удаленных от рудных тел, т. е. расположенных вне зоны заражения марганцем.

Все эти пока еще не многочисленные факты позволяют высказать предположение, что развитый вулканогенно-осадочный марганцеворудный процесс всегда протекал на фоне длительно существовавшего зачаточного рудного процесса, обогащавшего осадки марганцем до содержаний от 0,2—0,5 до 1—2%. Моменты настоящего высокопроцентного рудообразования

были лишь кратковременными эпизодами резкого усиления первоначального рудообразования, которое было ограничено в пространстве непосредственно прилегающими к вулканическим очагам площадями, на расстоянии не более 10—15 км. Исключение представляет, по-видимому, гораздо более геохимически подвижный кремнезем, который по предварительным оценкам, требующим проверки, накапливался в радиусе до 100—120 км от очага разгрузки гидротерм.

Уместен вопрос: а не существует ли в геосинклинальных толщах, связанных с вулканизмом, горизонтов или свит, в которых накопление марганца остановилось на эмбрионально-рудной стадии, так и не создав рудных концентраций? С принципиальной стороны ответ может быть, конечно, только положительным, но уверенность в его правильности может появиться лишь после того, как будут обнаружены хотя бы немногие конкретные примеры самостоятельных эмбрионально-рудных марганцевых толщ.

В предгорной зоне Аппалачей существует зона мелких (эоценовых?) марганцевых месторождений карстового типа, которые почти непрерывной цепочкой протягиваются через штаты Виргиния, Теннесси, Джорджия и Алабама. В штате Виргиния эти руды лежат на палеозойских (?) известняках. Анализ керн этих известняков в Кэмпбел-Каунти показал содержания марганца от 0,5 до 0,75 % в толще мощностью около 33 м. В штатах Пенсильвания, Теннесси, Джорджия, Алабама карстовые руды связаны с так называемыми доломитами Шэди и подстилающими кварцитами Эрвин и Нейснер. Анализ доломитов в долине Шэди и буровой скважины в районе Бампас-Ков (Теннесси) обнаружил в них повышенные содержания марганца. В долине Шэди четыре образца, собранных из нижних 50 м доломитовой толщи, дали от 0,39 до 1,24 % марганца; в Бампас-Ков содержание марганца, в 46 образцах, собранных из 75-метровой колонки керн, колеблется от 0,13 до 0,83 %; в 18 образцах колебания меньше: 0,41—0,83 % (Rodgers, 1945).

Эти немногие примеры доказывают, что в геосинклинальных районах действительно существуют толщи, в которых рудный процесс останавливался на очень ранней, зачаточной стадии, не поднимаясь до формирования настоящих рудных тел. Источник марганца в известняках и доломите Шэди неизвестен; они возникли в краевой зоне геосинклинали. Допустимо, однако, что марганец занесен сюда из более восточной эвгеосинклинальной зоны Аппалачей, где имел место вулканизм. Весьма разбавленные растворы марганца, породившие низкие эмбрионально-рудные концентрации в краевой зоне Аппалачей, обладали, несомненно, большей стабильностью и миграционной способностью, чем растворы «густые», участвующие в создании высокопроцентных Mn руд, и это создавало возможность более далекой миграции их от вулканических очагов.

Аналогичные эмбрионально-рудные очень низкие накопления марганца существуют, как известно, и в собственно осадочном цикле; мы видели их в разрезах палеогена юга СССР, палеоцена Северного Урала. Это, видимо, довольно распространенное в природе явление, но обычно пропускаемое из-за отсутствия анализов. Зачаточный рудный процесс, так и не развившийся в настоящий рудный, хорошо выявляется в геохимической истории железа (глауконитовые пески) и алюминия (флинтклей), т. е. в геохимии гумидной рудной триады в целом.

Значение его в геохимической истории марганца весьма велико. За счет последующего выветривания первоначальных рудных толщ и нового цикла миграции марганца при соответствующих условиях возникают в одних случаях незначительные железо-марганцевые руды типа аппалачских эоценовых «mount-ores», в других — громадные рудные месторождения типа олигоценых руд юга СССР. Иначе говоря, эмбрионально-рудные марганценозные толщи представляют собой как бы первый подготовительный этап к возникновению в более или менее отдаленном будущем собственно

рудных накоплений. Наличие такой двухэтапности в формировании Mn руд является одной из характерных черт осадочного марганцеворудного процесса вообще, что впервые отмечено еще в 1947 г. в монографии, посвященной железорудным фациям и их аналогам в истории Земли (Страхов, 1947). Его причина лежит, в конце концов, в низком кларке марганца в земной коре.

5. О роли диагенеза в формировании вулканогенно-осадочных марганцевых руд

Характерную особенность вулканогенно-осадочных руд составляет весьма ограниченная минералообразующая роль диагенеза в их формировании. В самом деле, гидроокислы и карбонаты марганца выпадают непосредственно из струй гидротерм, которые смешиваются с морской водой и теряют при этом свободную CO_2 (удерживавшую бикарбонаты в растворе) и обогащаются O_2 , окисляющим бикарбонаты до гидроокисей. При подводном высачивании в среде, где биос уже малочислен и мало активен, осаждающиеся гидроокислы не успевают захватить с собой сколько-нибудь заметных количеств органики (особенно, если их садка происходит интенсивно) и потому процессы редукции Mn^{4+} в Mn^{2+} не играют и не могут играть в осадке сколько-нибудь заметной роли. Окисная и закисная фации рудных тел создаются здесь уже по существу на стадии седиментогенеза, хотя последующие трансформации седиментационных минералов в катагенезе и раннем метаморфизме могут заметно изменить их, превратив гидраты окислов Mn в браунит и гаусманит, а карбонаты — в силикаты марганца.

Что касается рудообразующей роли диагенеза, то она, несомненно, имеет место и иногда в очень яркой форме, как, например, в кос-истекских накоплениях, которые стали рудами, вероятно, только после стягивания Mn в конкреции. Не менее ярко рудообразующая роль диагенеза видна в строении рудных тел верхнеюрской формации в береговых хребтах США (Taliaferro, Hudson, 1943). Выше указывалось, что имеются признаки конкреционной природы рудных линз Тахта-Карачи и даже Караджала, но здесь еще нужны дальнейшие исследования. Поэтому, хотя позитивное действие диагенеза в качестве рудообразующего процесса при формировании вулканогенно-осадочных руд, вообще говоря, не вызывает сомнения, оценка силы действия его еще должна быть уточнена.

Существенно иначе обстоит дело при формировании прибрежно-морских нормально-осадочных и океанских пелагических руд.

У первых диагенез играл огромную роль и как минералообразующий, и как рудообразующий процесс. Парагенезы аутигенных минералов марганца, железа и даже малых элементов, в тех случаях, когда они образуют самостоятельные твердые фазы, возникли именно на стадии диагенеза. Перераспределение же марганца всегда заметно облагораживало руду, создавая высокопроцентные стяжения. В ряде случаев, когда исходное седиментационное содержание марганца было невелико, руда, как таковая, возникала только благодаря интенсивно протекавшему перераспределению марганца в диагенезе.

В формировании пелагических океанских марганцевых руд роль диагенеза как минералообразующего процесса пока недостаточно ясна и, вероятно, второстепенна. Но диагенез, как рудообразующий фактор, выступает вполне отчетливо. Именно диагенетическое перераспределение Mn, Fe и малых элементов и создает марганцевые пелагические океанские руды в том виде, в каком мы знаем их сейчас. Иначе говоря, только диагенез превращает зачаточный марганцеворудный процесс в океанах в настоящий рудный.

6. О так называемом отдаленно-вулканогенном накоплении марганца в геосинклинальных зонах

Итак, распыленность рудного процесса во времени и пространстве; изменчивые соотношения Mn и Fe; весьма изменчивые и нередко очень низкие содержания микроэлементов в руде, сочетающиеся с резкими повышениями концентраций одного или двух из них; иной, чем в осадочных рудных типах, набор элементов, показывающий высокие содержания в рудах Cu, Mo, Pb, Zn, Ge вместо Ni, Co, V; ярко выраженное тяготение к области накопления свободного кремнезема в виде яшм; седиментационное происхождение не только окисных, но и карбонатных фаций руды; ограничение диагенеза главным образом перераспределением вещества; наконец, развитие настоящего рудного процесса на фоне более или менее длительно существовавшего зачаточного марганценакопления, к тому же тяготеющего к вулканическим очагам и отстоявшего от них на небольшое расстояние, — вот специфические особенности достоверного вулканогенно-осадочного марганцеворудного процесса, отчетливо отличающие его как от прибрежно-морского нормальноосадочного, так и от пелагического океанского типов марганценакопления.

Естественно возникает вопрос: а нет ли среди древних накоплений марганца еще иного типа — вулканогенных по источнику марганца, но настолько отодвинутых пространственно от вулканических очагов, что всякая видимость связи с ними исчезает? Если этот тип руд имеется, то где, на каких структурных единицах земной коры следует его ожидать и искать?

В нашей литературе вопрос о наличии отдаленно-вулканогенных рудных накоплений марганца уже давно, вслед за Н. С. Шатским (1954), решается положительно, причем эти руды ищут в пределах геосинклинальных зон, частью на площади эвгеосинклиналей, частью в миегеосинклиналях, куда уходили компоненты, выброшенные в морскую воду в эвгеосинклинальных морях. Нам приходилось уже указывать, что эта концепция не имеет под собой твердых оснований.

Вернемся к околовулканическим областям и спросим: почему линзы вулканогенно-осадочных руд марганца и железа как бы льнут к вулканическим очагам и так быстро — на протяжении сотен метров или немногих километров — выклиниваются по мере удаления от них? Единственной причиной может быть, конечно, быстрая садка Fe и Mn, приносимых гидротермами, и резкое понижение их концентраций в растворе до таких величин, какие уже исключали генерацию руд. Дальнейшее смешение остатков этих рудных растворов с морской водой и их разбавление последней еще сильнее понижали их концентрации, и, стало быть, рудный процесс в пределах геосинклиналей становился еще более затрудненным (Страхов, 1963, 1965а).

Нужно иметь в виду еще и другое, весьма существенное обстоятельство. Общеизвестно, что геосинклинальные области в целом отличались исключительной быстротой седиментации по сравнению с океанскими. Она была на 1—2 порядка выше океанической даже в котловинах с некомпенсированным прогибанием. В этих условиях, как и в современном Охотском море (Страхов, Нестерова, 1968), остатки гидротермального материала уже не могли оказывать сколько-нибудь уловимого влияния на химический состав геосинклинальных отложений, удаленных от очагов извержений. Быстрый же уход осадка из зоны диагенеза не позволял процессам перераспределения создать и сколько-нибудь заметных диагенетических концентраций марганца. Развитый рудный процесс за счет вулканогенного материала на некотором, обычно очень небольшом расстоянии от очага прекращался, и отдаленных чисто вулканогенных настоящих рудных накоплений Fe, Mn, P в геосинклинальных зонах не возникало.

Все, что может быть иногда приписано отдаленному влиянию вулканизма, это слегка повышенные содержания марганца в некоторых толщах

окраинных частей геосинклиналей, а также в сидеритовых и кальцитовых конкрециях или даже появление разрозненных родохрозитовых и олигонитовых конкреций среди яшмовых толщ, достаточно отодвинутых от вулканических очагов.

То, что включается сейчас в отдаленно-вулканогенную группу, имеет совершенно иной генезис. В некоторых случаях это стяжения, которые возникли в окислительной зоне осадка за счет подтягивания в нее марганца (и железа) из располагавшейся ниже восстановительной зоны, но впоследствии, при перекрытии новыми порциями осадка, почему-либо не редуцировались и не рассосались. Здесь имело место то же захоронение и сохранение стяжений, какое мы наблюдали в северной части современного Карского моря (см. часть первую, главу II). В других случаях рудные накопления только кажутся отдаленно-вулканогенными из-за отсутствия детального петрографического изучения вмещающих толщ, среди которых в действительности имеются слои окремнелых эффузивов и пеллов, просто пропущенных при полевом исследовании. Опыт последних лет показывает, что подобные случаи пропуска нередки и с ними всегда нужно считаться при обсуждении вопроса об отдаленно-вулканогенных рудных и нерудных, например яшмовых, толщах.

Короче говоря, отдаленно-вулканогенных марганцеворудных накоплений среди изученных петрографически вулканогенно-осадочных толщ пока не встречено. А те представления, которые возникли на анализе достоверных околотовулканических руд, исключают возможность существования в геосинклиналиях, помимо околоочаговых, еще иных — вулканических рудных накоплений, отделенных от предполагаемых очагов вулканизма большим безрудным («пустым») пространством. Во всяком случае, сейчас нужны уже не голословные утверждения об отдаленно-вулканогенном рудообразовании, а детальное документальное обоснование этой концепции, которое пока что отсутствует.

В заключение, беря осадочный марганцеворудный процесс в целом, нельзя не удивиться многообразию его конкретных форм и механизмов, порождающих высокие накопления марганца.

Выявление этого многообразия есть в известной степени результат роста чисто фактических знаний о марганцевых рудах, но в гораздо большей, может быть, решающей степени — следствие применения более широкой и целеустремленной методики изучения самих руд, чем это было до сих пор. Сравнительный фациально-геохимический подход к древним рудным месторождениям; непрерывное сопоставление их друг с другом, а также древних и современных накоплений, с выявлением их сходств и различий; понимание руды как концентрации не одного и не двух, а многих элементов; наконец, стремление к типизации изученных объектов и выяснению специфики каждого типа сравнительно с другими — именно эти методические принципы позволили увязать массу разрозненных фактов в единое целое, дифференцировать и охарактеризовать разнообразные проявления марганцеворудного процесса и в некоторой степени даже их интерпретировать.

Несомненно, в этой работе имеются пробелы и спорные места. Но устранить их и максимально приблизиться к созданию исчерпывающей картины и механизма марганцеворудного процесса можно лишь следуя вышеизложенным принципам, расширяя и углубляя их путем более широкого применения физико-химических исследований, чем это сделано в настоящей работе. Больше того, создание геохимии осадочного рудного процесса вообще — самой актуальной сейчас задачи учения об осадочных породах — невозможно без применения охарактеризованных методических принципов. Чем скорее и глубже это будет осознано, тем быстрее и успешнее будет разработана геохимия осадочного рудонакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- А ар н и о В. 1915. О выпадении окислов железа и алюминия в песчаных и щебенчатых почвах Финляндии.— Почвоведение, 2 и 3.
- А в а л и а н и Г. А. 1963. Генетические типы марганцевых месторождений Кавказа и их районирование.— Труды Груз. политехн. ин-та, № 2 (87).
- А в а л и а н и Г. А. 1967. Генетические типы марганцевых месторождений Грузии. В кн. «Марганцевые месторождения СССР». М., изд-во «Наука».
- А в а л и а н и Г. А., Ш т е р е н б е р г Л. Е., Д о л и д з е Д. П., Т а б о г а р и В. И. 1966. Особенности размещения осадочных месторождений марганца Грузинской ССР. Тбилиси.
- А л е к с и О. А., Б р а ж н и к о в а Л. В. 1964. Сток растворенных веществ с территории СССР. М., изд-во «Наука».
- А н д р у щ е н к о П. Ф., С к о р н я к о в а Н. С. 1967. Текстурные особенности железо-марганцевых конкреций Тихого океана и их минеральный состав. В кн. «Марганцевые месторождения СССР». М., изд-во «Наука».
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. 1937. Типы бокситов и их генезис. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.— Л., Изд-во АН СССР.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., К о п ч е н о в а Е. В. 1935. К познанию химического состава железных руд. М.— Л., ОНТИ.
- Атлас литолого-палеогеографических карт и объяснительная записка. 1964. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». М., изд-во «Недра».
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинально-обрамления. 1961. Ч. 2. Мезозой-кайнозой. М.— Л., Госгеолтехиздат.
- Б а з и л е в с к а я Е. С., В а р е н ц о в И. М. 1967. Об определении окислов марганца различной валентности при их совместном нахождении (на примере никопольских руд). В кн. «Марганцевые месторождения СССР». М., изд-во «Наука».
- Б а р а н о в В. И., Х р и с т и а н о в а Л. А. 1965. К вопросу о возрасте донных осадков Тихого океана.— Геохимия, № 3.
- Б а р а н о в а Н. М. 1959а. Майкопские отложения восточной части северного Причерноморья. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность западных и южных областей Украины». Киев, Изд-во АН УССР.
- Б а р а н о в а Н. М. 1959б. Сопоставление литолого-минералогического состава третичных отложений юга УССР.— Докл. АН УССР, № 7.
- Б е з р у к о в П. Л., Л и с и ц ы н А. П., Р о м а н к е в и ч Е. А., С к о р н я к о в а Н. С. 1961. Современное осадкообразование в северной части Тихого океана. В кн. «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР.
- Б е л е в ц о в Я. Н. и др. 1959. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Киев, Изд-во АН УССР.
- Б е л о в Н. А., Л а п и н а Н. Н. 1961. Донные отложения Арктического бассейна. Л., изд-во «Морской транспорт».
- Б е р А. Г. 1963. Палеогеография территории Припятского прогиба в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины в палеогеновом периоде.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, новая серия, 91.
- Б е т е х т и н А. Г. 1936. Чиатурское марганцевое месторождение и его промышленная характеристика.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 60.
- Б е т е х т и н А. Г. 1937а. О генезисе Чиатурского марганцевого месторождения. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.— Л., Изд-во АН СССР.

- Б е т е х т и н А. Г. 1937б. Проблема марганцовых руд в СССР. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.— Л., Изд-во АН СССР.
- Б е т е х т и н А. Г. 1938. Влияние орогенических движений на состав рудоносных фаций Чиагурского месторождения.— Изв. Ленингр. горн. ин-та, 11, вып. 1.
- Б е т е х т и н А. Г. 1944а. Новые данные по геологии Полуночного месторождения марганца на Северном Урале.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Б е т е х т и н А. Г. 1944б. О генетических типах марганцовых месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Б е т е х т и н А. Г. 1946. Промышленные марганцовые руды СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР.
- Б е т е х т и н А. Г., А в а л и а н и Г. А., Д о л и д з е Д. П. и др. 1964. Чиагурское месторождение марганца. М., изд-во «Недра».
- Б у т у з о в а Г. Ю. 1963. Ассоциация тяжелых минералов в палеогеновых отложениях Южно-Украинского марганцеворудного бассейна.— Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Б у т у з о в а Г. Ю. 1964а. К познанию цеолитов гейландитовой группы. (Цеолит из палеогеновых отложений Юга СССР.)— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Б у т у з о в а Г. Ю. 1964б. К познанию цеолитов гейландитовой группы (Некоторые вопросы генезиса).— Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Б у т у з о в а Г. Ю. 1966. Железородные осадки фумарольного поля вулкана Санторин (Эгейское море), их состав и генезис.— Докл. АН СССР, 168, № 4/6.
- Б у т у з о в а Г. Ю. 1968. Современные осадки в кальдере о-ва Санторин и влияние вулканизма на их образование. В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., изд-во «Наука».
- Б у т у з о в а Г. Ю., Ш т е р е н б е р г Л. Е. 1964. Распределение марганца и железа в хадумских отложениях Грузии.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- В а р е н ц о в И. М. 1963. К геохимии олигоцене Южно-Украинского марганцеворудного бассейна. (О распределении Mn, Fe, P, CO₂ и C_{орг} в харьковских отложениях.)— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 97.
- В а р е н ц о в И. М., Б а з и л е в с к а я Е. С., Б е л о в а И. В., С е м е н о в а М. Г. 1967. Особенности распределения Ni, Co, Cu, V, Cr в рудах и вмещающих отложениях Южно-Украинского марганцеворудного бассейна. В сб. «Марганцовые месторождения СССР». М., изд-во «Наука».
- В е р и г и н а К. В. 1950. К вопросу о процессах передвижения и накопления железа при почвообразовании.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 34.
- В и н о г р а д о в А. П. 1962. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, № 7.
- В о й т е н к о В. А., П о л я к Р. Я. 1963. Опорные скважины СССР. Северо-Луганская опорная скважина.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 223.
- В о л к о в И. И., П и л и п ч у к М. Ф. 1966а. Вольфрам в современных осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 167, № 2.
- В о л к о в И. И., П и л и п ч у к М. Ф. 1966б. Распределение молибдена в современных осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 167, № 5.
- В о л к о в И. И., С е в а с т ь я н о в В. Ф. 1963. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря. В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., изд-во «Наука».
- Г а в р и л о в А. А. 1965. Литология ариениг-ландейльских вулканогенно-осадочных отложений Южного Урала и Северных Мугоджар. Автореф. канд. дисс. М.
- Г а в р и л о в А. А. 1967. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 163.
- Г а р р е л с Р. 1962. Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры.
- Г и л ь з е н К. К. 1918. О слоистости осадков грунта глубоких озер (Ладожского и Онежского).— Изв. АН СССР, 12, № 18.
- Г и л ь з е н К. К., Г и н з б у р г И. И. 1930. Исследования грунта Онежского озера.— Труды Мин. музея АН СССР, 4.
- Г л а г о л е в а М. А. 1959. Формы миграции элементов в речных водах. В кн. «К познанию диагенеза осадков». М., Изд-во АН СССР.
- Г л а д к о в а А. Н. 1953. Флора майкопских отложений Северного Кавказа по данным спорово-пыльцевого анализа.— Труды Всесоюзн. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, новая серия, вып. 75.
- Г о р ш к о в а Т. И. 1957. Осадки Карского моря.— Труды Всес. гидробиол. об-ва, 8.
- Г о р ш к о в а Т. И. 1961. Осадки Рижского залива.— Труды науч.-исслед. ин-та рыбн. хоз-ва СНХ Латв. ССР, 3.
- Г о р ш к о в а Т. И. 1963. Донные отложения Балтийского моря.— «Baltica», 5, вып. 1.
- Г о р ш к о в а Т. И. 1967. Марганец в донных отложениях северных морей. В кн. «Марганцовые месторождения СССР». М., изд-во «Наука».

- Гроссгейм В. А. 1960. Палеоген северо-западного Кавказа.— Труды Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, геол. сб., вып. 4.
- Гроссгейм В. А. 1961. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Предкавказья и Предкавказья. Л., Гостоптехиздат.
- Грязнов В. И. 1950. О марганитовых рудах Никопольского марганцевого месторождения.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Грязнов В. И. 1956. Минералогия никопольских марганцевых руд в связи с ролью диагенеза в рудном минералообразовании. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3 и 4. Львов.
- Грязнов В. И. 1960а. Материалы к геохимии и промышленной оценке Больше-Токмакского марганцевого месторождения.— Научн. зап. Днепропетровск. ун-та, 59.
- Грязнов В. И. 1960б. Состав и природа никопольских «псиломеланов-вадов». — Научн. зап. Днепропетровск. ун-та, 59.
- Грязнов В. И., Романенко Т. Н. 1963. Об отделении марганца от железа в коре выветривания кристаллических пород Украинского щита в мезозое.— Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Грязнов В. И., Селин Ю. И. 1959. Основные черты геологии Больше-Токмакского марганцевого месторождения (УССР).— Геол. рудных м-ний, № 1.
- Грязнов В. И., Баранова Н. М., Бассю Б. и др. 1964. Никопольский марганцеворудный бассейн. М., изд-во «Недра».
- Дзоценидзе Г. С. 1948. Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси.
- Дзоценидзе Г. С. 1965а. Влияние вулканизма на образование осадков. М., изд-во «Недра».
- Дзоценидзе Г. С. 1965б. О генезисе Чиатурского месторождения марганца.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Ермолаев М. М. 1948. О литогенезе пластических глинистых морских осадков.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Ефимова Е. И. 1964. Исследование радиоактивности и возраста железо-марганцевых конкреций. Автореф. канд. дисс. Л.
- Ефремов Н. Е. 1938. К изучению серпентинитового пояса Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Железорудные месторождения мира. Сб. статей под ред. Г. А. Соколова. Т.1—2. 1955. М., Изд-во иностр. лит-ры.
- Жижченко Б. П. 1958. Принципы стратиграфии и унифицированная схема деления кайнозойских отложений Северного Кавказа и смежных областей. М., Гостоптехиздат.
- Завалишин А. А. 1951. Почвообразование и генезис болотных и озерных руд в таежной зоне севера Европейской части СССР.— Научн. бюлл. Ленингр. ун-та, № 27.
- Западно-Сибирский железорудный бассейн. 1964. Под ред. Ф. Н. Шахова. 1964. Новосибирск.
- Зенкевич Л. А. 1947. Фауна и биологическая продуктивность моря, т. 2. М., изд-во «Советская наука».
- Ивантишин М. Н. 1960. Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита. Київ.
- Ивлев В. С. 1937. Материалы по изучению баланса веществ. Баланс железа.— Труды Лимнол. станции в Косине, вып. 21.
- Иностранцев А. А. 1877. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений.— Мат-лы для геол. России, 7.
- Исаева А. Б. 1960а. Вольфрам в довых отложениях Охотского моря.— Докл. АН СССР, 131, № 2.
- Исаева А. Б. 1960б. Молибден в осадках Охотского моря.— Докл. АН СССР, 131, № 3.
- Казаринов В. П., Казанский Ю. П., Резнова Н. М. 1965. Развитие идей А. Д. Архангельского о происхождении кремнистых пород.— Геол. и геофизика, № 9.
- Калиненко В. В. 1964. Палеогеография майкопского бассейна Северного Кавказа и распределение в нем марганца и железа.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Калиненко В. В., Швембергер Ю. Н. 1963. Строение майкопа и возраст марганцевосных отложений междуречья Лабы и Белой (Северо-Западный Кавказ).— Докл. АН СССР, 150, № 4.
- Калиненко В. В., Шумихина И. В., Гусарева А. И. 1967. Марганцевосные отложения Лабинского месторождения и распределение в них никеля, хрома, ванадия, кобальта, меди. В кн. «Марганцевые месторождения СССР». М., изд-во «Наука».
- Калиненко В. О. 1949. Происхождение железо-марганцевых конкреций.— Микробиология, 18, вып. 6.
- Калинин В. В. 1965. Железо-марганцевые руды месторождения Караджал. М., изд-во «Наука».

- К а н и б о л о ц к и й П. М. 1946. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Черновцы.
- К а р и м о в А. Г. 1965. Новые данные по минералогии окисленных железных руд в Западном Казахстане. — Вестн. АН Казах. ССР, № 2.
- К а р я к и н Л. И. 1951. Минералогический состав песков харьковского яруса в пределах УССР и их генезис. — Зап. Всес. мин. об-ва, 80, вып. 3.
- К а р я к и н Л. И. 1954. Минералогический состав кремнисто-глинистых пород харьковского яруса в пределах УССР. — Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 8.
- К а р я к и н Л. И. 1964. Терригенно-глаукоконито-кремнистая формация олигоцен-Большого Донбасса. В кн.: «Труды Совещания, посвященного изучению осадочных формаций Большого Донбасса и связанных с ними полезных ископаемых». Харьков.
- К а т ч е н к о в С. М., С м о л я н к о Л. А. 1960. Малые элементы в мезокайнозойских отложениях п-ова Мангышлак. — Труды Всес. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 155, геохим. сб., № 6.
- К а ю п о в а М. М. 1962. Литолого-минералогические особенности месторождений Джумарт и Камыс (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.
- К л е н о в а М. В. 1948. Геология моря. М., Учпедгиз.
- К л е н о в а М. В. 1960. Геология Баренцева моря. М., Изд-во АН СССР.
- К о б и л е в А. Г. 1938. Амфиболиты р. Большой Лабы (Северный Кавказ). Мат-лы Азово-Черноморск. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сб. 5. Ростов-на-Дону.
- К о б и л е в А. Г. 1948. О природе полевых шпатов и химическом составе некоторых горных пород истоков р. Большой Лабы. Мат-лы Азово-Черноморск. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сб. 23. Ростов-на-Дону.
- К о з я р Л. А. 1959. Расчленение и корреляция разрезов майкопских отложений Ставрополя по данным спорово-пыльцевого анализа. М., ГОСИНТИ.
- К о н о в а л о в Г. С. 1959. Вынос микроэлементов главнейшими реками СССР. — Докл. АН СССР, 129, № 4.
- К о н о в а л о в Г. С., И в а н о в а А. А., К о л е с н и к о в а Т. Х. 1968. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главнейших рек СССР. В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., изд-во «Наука».
- К о н т о р о в и ч А. Э. 1968. Формы миграции элементов в реках гумидной зоны. В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., изд-во «Наука».
- К о п ч е н о в а Е. В. 1934. Озерные и болотные руды Кончезерского и Сегозерского районов. — Труды Ин-та геол. и минералог. АН СССР, вып. 3.
- К о р ц е н ш т е й н В. Н., Б а б а й В. С., П е ч е н к и н а А. П. 1953. К стратиграфии и литологии палеогеновых отложений Одесского района. В кн. «Вопросы геологии нефти и газа». М.—Л., Гостоптехиздат.
- К р а у с к о п ф К. Д. 1963. Разделение марганца и железа в осадочном процессе. В кн. «Геохимия литогенеза». М., Изд-во иностр. лит-ры.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. 1955. Развитие ботанико-географических областей Северного полушария с начала третичного периода. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- К р о т о в Б. П. 1950а. Выделение гидроокислов железа и марганца в озерах. — Докл. АН СССР, 71, № 3.
- К р о т о в Б. П. 1950б. Типы пресных озер и образующиеся в них руды. — Докл. АН СССР, 70, № 5.
- К у л и к о в Н. Н. 1961. Осадкообразование в Карском море. В кн. «Современные осадки океанов и морей». М., Изд-во АН СССР.
- К у л и к о в С. И. 1965. Осадочные марганцевые руды среднего майкопа на Северном Кавказе. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3 и 4. Львов.
- Л и с и ц ы н а Н. А. 1965. Некоторые данные о геохимии коры выветривания основных пород гумидной зоны. — Докл. АН СССР, 163, № 2.
- Л и с и ц ы н а Н. А. 1968. Геохимия коры выветривания основных пород. В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., изд-во «Наука».
- Л и с т о в а Л. П. 1961. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. М., Изд-во АН СССР.
- Л и т в и н е н к о А. У. 1964. К геохимии Керченского железорудного бассейна. — Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Л о п а т и н Г. В. 1950. Эрозия и сток наносов. — Природа, № 7.
- Л о п а т и н Г. В. 1952. Наносы рек, образование и перенос. М., Географгиз.
- М а й м и н З. Л. 1939. Материалы к изучению майкопских отложений Керченского полуострова. — Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, вып. 117.
- М и л а н о в с к и й Е. Е., Х а и н В. Е. 1963. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во Моск. ун-та.
- М н у ш к и н Л. Б., Х а й р у т д и н о в Д. Х. 1961. Элементы примеси в породах каратауского комплекса на Мангышлаке. — Изв. АН Казах. ССР, серия геол., вып. 4.
- М о к и е в с к а я В. В. 1961. Марганец в воде Черного моря. — Докл. АН СССР, 137, № 6.

- Морковкина В. Ф. 1964. Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. М., изд-во «Наука».
- Морозова В. Г., Столяров А. С., Тихомирова Е. С. 1968. Биостратиграфия и литолого-фациальное строение нижнемайкопских марганцевосных отложений Южного Мангышлака.—Сов. геология, № 7.
- Нагель А. А., Зинова А. Д. 1935. Материалы Мончозерской лимнологической экспедиции 1933 г.—Труды Отд. гидрол. Ленингр. обл. упр. ЕГМС, серия 1, 1.
- Нестеренко П. Г., Алексеев А. М., Бараш М. Я. и др. 1963. Закономерности угленакопления на территории Днепровского бурогоугольного бассейна. М., Госгортехиздат.
- Нестерова И. Л. 1960. Формы миграции элементов в р. Оби.—Геохимия, № 3.
- Носовский М. Ф. 1963. Оligоцен Никопольского марганцеворудного бассейна.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 38, вып. 5.
- Носовский М. Ф. 1964. Оligоцен. В кн. «Никопольский марганцеворудный бассейн». М., изд-во «Недра».
- Остроумов Э. А. 1955. Распределение марганца в донных отложениях Охотского моря.—Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Остроумов Э. А., Петелин В. П. 1961. Геохимия донных осадков Охотского моря. В кн. «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР.
- Пахомова А. С. 1948. Марганец в морских осадках.—Труды Гос. океаногр. ин-та, вып. 5 (17).
- Пачаджанов Д. Н. 1964. Основная черта геохимии элементов-гидролизатов в осадочном процессе и ее возможное объяснение.—Геохимия, № 12.
- Пачаджанов Д. Н., Бандуркин Г. А., Мигдисов А. А., Гирич Ю. П. 1963. Некоторые данные по геохимии марганцевых конкреций Индийского океана.—Геохимия, № 5.
- Перфильев Б. В. 1952. Изучение заиления и абсолютная геохронология.—Изв. Всес. геогр. об-ва, 84, вып. 4.
- Плошко В. В. 1965. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М., изд-во «Наука».
- Покровская И. М. 1952. Результаты спорово-пыльцевых исследований майкопских отложений. В кн. «Палеонтология и стратиграфия». М., Госгеоллиздат.
- Полдеарт А. 1957. Химия земной коры. В кн. «Земная кора». М., Изд-во иностр. лит-ры.
- Пряхина Ю. А. 1958а. К геохимии майкопских отложений Центрального Предкавказья.—Докл. АН СССР, 118, № 1.
- Пряхина Ю. А. 1958б. Карбонатные конкреции в майкопских отложениях Центрального Предкавказья.—Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Ратеев М. А. 1964. О соотношении аллотигенного и аутигенного глинообразования в различных типах литогенеза.—Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. 1966. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана.—Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Рожнов А. А. 1967. О геолого-генетических особенностях марганцевого оруденения западной части Джаильминской мульды и месте марганцевого оруденения в ряду проявлений железа и полиметаллов района. В кн. «Марганцевые месторождения СССР». М., изд-во «Наука».
- Ронов А. Б., Ермишкина А. П. 1959. Распределение марганца в осадочных породах.—Геохимия, № 3.
- Самойлов Я. В. 1952. Устья рек. М., Географиздат.
- Самойлов Я. В., Титов А. Г. 1922. Железо-марганцевые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцева морей.—Труды Геол. и мин. музея АН СССР, 3.
- Сапожников Д. Г. 1963. Караджальское железо-марганцевое месторождение (в Центральном Казахстане).—Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 89.
- Саркисян С. Г., Шаповалова Г. А. 1952. Петрография майкопских и сарматских отложений Восточной Грузии и палеогеография времени их образования. М., Изд-во АН СССР.
- Севастьянов В. Ф., Волков И. И. 1965. Перераспределение железа и марганца при окислительно-восстановительных процессах в донных отложениях кислородной зоны Черного моря.—Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Селин Ю. И. 1960. К вопросу о возрасте и генезисе руд Приднепровского марганцеворудного бассейна.—Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 6—7.
- Селин Ю. И. 1961. Стратиграфия и моллюски олигоцена Больше-Токмакского марганцеворудного района. Автореф. канд. дисс. Л.
- Селин Ю. И. 1964. Стратиграфия и моллюски олигоцена Больше-Токмакского марганцеворудного района. М., изд-во «Недра».
- Семенивич Н. И. 1958. Лимнологические условия накопления железистых осадков в озерах.—Труды Лабор. озероведения АН СССР, 6.
- Скопичев Б. А. 1950. Органическое вещество в природных водах (водный гумус).—Труды Океаногр. ин-та, вып. 17 (29).

- Скопичев Б. А., Попова Т. П. 1963. О накоплении марганца в водах сероводородных бассейнов на примере Черного моря.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 97.
- Скорнякова Н. С. 1961. Донные отложения северо-восточной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 45.
- Скорнякова Н. С. 1964. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. 1964. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Скорнякова Н. С., Зенкевич Н. Л. 1961. Распределение железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана.— Океанол., 1, вып. 1.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф., Фомина Л. С. 1962. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— Океанол., 2, вып. 2.
- Смирнова М. Н. 1964. О некоторых особенностях распределения малых элементов в хадумских отложениях Терско-Кумского прогиба и Ставрополя.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Соболев Н. Д. 1952. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолтехиздат.
- Сokolov H. A. 1901. Марганцевые руды третичных отложений Екатеринославской губернии и окрестностей Кривого Рога.— Труды Геол. ком., 18, № 2.
- Сokolova E. A. 1958. Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ними железо-марганцевых руд в Джаильмынской мульде.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Сokolova E. A. 1963a. О некоторых диагенетических текстурах в марганценосных толщах.— Геол. рудных м-ний, № 1.
- Сokolova E. A. 1963b. Формационная характеристика и генезис марганцевого месторождения Тахта-Карачи (Зеравшанский хребет).— Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Сokolova E. A., Ботвинкина Л. Н. 1965. Опыт фациального анализа рудоносных вулканогенно-осадочных формаций (на примере железорудного месторождения Джайрем в Центральном Казахстане). В кн. «Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей». М., изд-во «Наука».
- Сokolova E. A., Шумихина И. В. 1966. О диагенетических текстурах в породах вулканогенно-осадочных комплексов и некоторых особенностях химического состава этих образований.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Сokolova E. I. 1961. Физико-химическое исследование железорудного озера Пуннус-Ярви. В кн. «Очерки по металлогении осадочных пород». М., Изд-во АН СССР.
- Сokolova - Дубинина Г. А., Дерюгина З. П. 1967. Роль микроорганизмов в образовании родохрита в озере Пуннус-Ярви. Микробиол., 36, вып. 3.
- Страхов Н. М., 1947. Железорудные фашии и их аналоги в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, геол. серия, № 22.
- Страхов Н. М. 1953. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Страхов Н. М. 1960. Основы теории литогенеза. Т. 1—2. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат.
- Страхов Н. М. 1964a. О проблемах и некоторых итогах изучения геохимии палеогенового марганцеворудного бассейна юга СССР.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Страхов Н. М. 1964b. Парагенезы аутигенных минералов в осадочных рудах и факторы, их определяющие.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Страхов Н. М. 1965a. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования (состояние знаний и проблемы). В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., изд-во «Наука».
- Страхов Н. М. 1965b. Типы накопления марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцеворудного процесса.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Страхов Н. М. 1968. К теории геохимического процесса в гумидных зонах. В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., изд-во «Наука».
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г. и др. 1954. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М., Нестерова И. Л. 1968. О влиянии вулканизма на геохимию морских отложений (на примере Охотского моря). В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., изд-во «Наука».
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е. 1965. К вопросу о генетическом типе Чхатарского месторождения.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. 1959. Очерки геохимии верхнепалеозойских гумидных отложений СССР. М., Изд-во АН СССР.

- Страхон Н. М., Варенцов И. М., Калинин В. В., Тихомирова Е. С., Штеренберг Л. Е. 1967. К познанию механизма марганцеворудного процесса (на примере олигоценовых руд юга СССР). В сб. «Марганцовые месторождения СССР». М., изд-во «Наука».
- Струве Э. А. 1940. Сборник анализов изверженных и метаморфических пород СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Твенхофел У. Х. 1936. Учение об образовании осадков. М.—Л., ОНТИ.
- Тимофеева З. В. 1961. К вопросу об условиях формирования рудных скоплений железа в диагенезе.— Докл. АН СССР, 140, № 5.
- Тимофеева З. В. 1963. Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Тихомирова Е. С., Черкасова Е. В. 1967. Распределение малых элементов в рудах Мангышлакского месторождения марганца. В сб. «Марганцовые месторождения СССР». М., изд-во «Наука».
- Федорова Е. И. 1964а. Озерные железонакопления в пределах Балтийского щита. В кн. «Накопление вещества в озерах». М., изд-во «Наука».
- Федорова Е. И. 1964б. Характеристика железорудных озер Кольского полуострова. В кн. «Накопление вещества в озерах». М., изд-во «Наука».
- Формозов Л. Н. 1963. Оолитовые железные руды в дельтовых отложениях среднего олигодена Приаралья. В кн. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». М., Изд-во АН СССР.
- Хворова И. В., Залманзон Э. С. 1963. Особенности фтанитов и яшм Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. 1963. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81.
- Херасков Н. П. 1951. Геология и генезис восточнобашкирских марганцовых месторождений. В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР». Памяти академика А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР.
- Хучуа М. Ф. 1949. Стратиграфические коррелятивы олигоценовых, ниже- и среднемиоценовых отложений района Гори-Каспи.— Бюлл. Грузнефти, № 1 (11).
- Чекунов В. С. 1963. Марганцовые месторождения в силурийских отложениях гор Кара-Тюбе. Автореф. канд. дисс. Ташкент.
- Чухров Ф. В. 1955. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР.
- Шамрай И. А. 1959. Петрографические особенности и условия формирования осадков северной части Майкопского бассейна.— Изв. высших учеб. завед., Нефть и газ, № 2.
- Шамрай И. А. 1964. Палеоген Восточного Донбасса и северного крыла Азово-Кубанской впадины. Ростов-на-Дону.
- Шатский Н. С. 1954. О марганценосных формациях и металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Штеренберг Л. Е. 1963. Очерк геохимии Уральских марганцовых месторождений.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 97.
- Штеренберг Л. Е. 1967. К вопросу о распределении Ni и Co по площади Чиатурского месторождения.— Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Штеренберг Л. Е., Базилевская Е. С., Чигирева Т. А. 1966. Карбонаты марганца и железа в донных отложениях озера Пуннус-Ярви.— Докл. АН СССР, 170, № 3.
- Штеренберг Л. Е., Белова И. В., Мотузова Г. В., Черкасова Е. В. 1967. Ga, Ge, Pb, Zn, W и Mo в марганцовых рудах Чиатурского и других месторождений Грузинской ССР.— Докл. АН СССР, 173, № 2.
- Штеренберг Л. Е., Горина К. С., Канашина М. А., Коренева Е. В. 1963. Формы железа в современных отложениях озера Пуннус-Ярви.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Штеренберг Л. Е., Нестерова И. Л., Карасева Г. И., Черкасова Е. В. 1967. Особенности распределения Ni, Co, Cu, Cr и V в рудах и вмещающих породах Чиатурского месторождения. В сб. «Марганцовые месторождения СССР». М., изд-во «Наука».
- Штеренберг Л. Е., Козыр Л. А., Морозова В. Г. и др. 1964. О возрасте Чиатурского месторождения и его положении среди других месторождений юга Европейской части СССР.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Aguirre L., Menesch S. 1964. Stratigraphy and mineralogy of manganese sedimentary deposits of Coquimbo Province, Chile.— Econom. Geol., 59, No 2.
- Ancion Ch., Calembert L., Mascart P. 1956. Les ressources en mineral de manganese du sous-sol de la Belgique.— In: «International Geological Congress. 20th Session. Symposium sobre yacimientos de manganese», t. 5. Mexico.
- Arrhenius G. 1963. Pelagic sediments. In: «The Sea, Ideas and Observations on the Progress in Study of the Sea», vol. 3. New York.

- Arrhenius G., Bonatti E. 1964. Neptunism and vulcanism in the ocean. In: «Progress in Oceanography». New York.
- Arrhenius G., Mero J., Korkisch J. 1964. Origin of oceanic manganese minerals.— *Science*, **144**, No 3615.
- Barbosa O. 1956. Manganese at Urucum, state of Mato Grosso, Brasil. In: «International Geological Congress. 20th Session. Symposium sobre yacimientos de manganeso», t. 3. Mexico.
- Barrrell J. 1912. Criteria for the recognition of ancient delta deposits.— *Bull. Geol. Soc. America*, **23**.
- Bonatti E., Nayudu Y. R. 1965. Origin of manganese nodules on the ocean floor.— *Amer. Sci.*, **263**, No 1.
- Büser W., Grütter A. 1956. Über die Natur der Manganknollen.— *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, **36**, Nr. 1.
- Clarke F. 1924. Data of Geochemistry. 5th ed.— *U. S. Geol. Surv. Bull.*, No 770.
- Debyser J., Rouge P. E. 1956. Sur l'origin du fer dans les eaux interstitielles des sédiments marins actuels.— *Compt. rend. Acad. sci.*, **243**, n° 25.
- Dietz R. S. 1955. Manganese deposits on the northeast Pacific Sea floor.— *Calif. J. Mines and Geol.*, **51**, No 3.
- El-Wakeel S. K., Riley J. P. 1961. Chemical and mineralogical studies of the deep-sea sediments.— *Geochim. et cosmochim. acta*, **25**, No 2.
- Goldberg E. D. 1954. Marine geochemistry. I. Chemical scavengers of the sea.— *J. Geol.*, **62**, No 3.
- Goldberg E. D., Arrhenius G. 1958. Chemistry of Pacific pelagic sediments.— *Geochim. et cosmochim. acta*, **13**, No 2/3.
- Goldberg E. D., Koide M. 1962. Geochronological studies of the deep-sea sediments by the ionium (thorium method). *Geochim. et cosmochim. acta*, **26**, No 3.
- Gümbel C. W. 1878. Die am Grunde des Meeres vorkommenden Manganknollen.— *Sitzungsber. math.-naturwiss. Kl. Bayerischen Akad. Wiss. München*, **2**.
- Harder H. 1964. Können Eisensäuerlinge die Genese der Lahn-Dill-Erze erklären?— *Beitr. Min. und Petrogr.*, **9**, Nr. 5.
- Hewett D. F. 1966. Stratified deposits of the oxides and carbonates of manganese.— *Econom. Geol.*, **61**, No 3.
- Hewett D. F., Fleischer M. 1960. Deposits of the manganese oxides.— *Econom. Geol.*, **55**, No 1.
- Hewett D. F., Fleischer M., Conklin N. 1963. Deposits of manganese oxides.— *Econom. Geol.*, **58**, No 1, suppl.
- Katzu K. 1956. Manganese deposits of Japan. In: «International Geological Congress. 20th Session. Symposium sobre yacimientos de manganeso», t. 4. Mexico.
- Krauskopf K. B. 1956. Factors controlling the concentration of thirteen rare metals in the sea-water.— *Geochim. et cosmochim. acta*, **9**, No 1/2.
- Krauskopf K. B. 1957. Separation of manganese from iron in sedimentary process.— *Geochim. et cosmochim. acta*, **12**, No 1/2.
- Krumbein W. C., Garrels R. M. 1952. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials.— *J. Geol.*, **60**, No 1.
- Landergrén S. 1948. On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks.— *Sver. geol. undersökn. Årsbok*, **42**, No 5.
- Landergrén S. 1964. On the geochemistry of deep-sea sediments. In: «Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition, 1947—1948», vol. 10, fasc. 4. Göteborg.
- Lepp H., Goldich S. S. 1964. Origin of the Precambrian iron-formations.— *Econom. Geol.*, **59**, No 6.
- Ljunggren P. 1953. Some data concerning the formation of manganiferous and ferriferous bog ores.— *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, **75**, No 2.
- Ljunggren P. 1955. Geochemistry and radioactivity of some Mn and Fe bog ores.— *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, **77**, No 1.
- Lougnon J. 1956. Rapport général sur les gisements de manganese en France. In: «International Geological Congress. 20th Session, Symposium sobre yacimientos de manganeso», t. 5. Mexico.
- Lynn D. C., Bonatti E. 1965. Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments.— *Marine Geol.*, **3**, No 6.
- Mannheim F. T. 1961. A geochemical profile in the Baltic Sea.— *Geochim. et cosmochim. acta*, **25**, No 1.
- Mannheim F. T. 1965. Manganese-iron accumulations in the shallow marine environments. In: «Marine Geochemistry». Narragansett Marine Laboratory, University of Rhode Island.
- Marchandise H. 1956. Contribution à l'étude des gisements manganèse sédimentaires. In: «International Geological Congress. 20th Session. Symposium sobre yacimientos de manganeso», t. 1. Mexico.
- Mearns H. W. 1960. Consolidated slabs on the floor of the Eastern Pacific.— *Deep-Sea Res.*, **7**, No 1.
- Mero J. L. 1960. Minerals on the ocean-floor.— *Sci. Amer.*, **203**, No 6.
- Mero J. L. 1962. Ocean-floor manganese nodules.— *Econom. Geol.*, **57**, No 5.

- M e r o J. L. 1965. The Mineral Resources of the Sea. Amsterdam.
- M u r r a y J., I r v i n e R. 1894. On the manganese oxides and manganese nodules in marine deposits.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 37.
- M u r r a y J., R e n a r d A. F. 1891. Report on Deep-Sea Deposits Based on the Specimens Collected during the Voyage of the H. M. S. «Challenger» in the Years 1872—1876. London.
- P e t t e r s o n H. 1943. Manganese nodules and the chronology of the sea floor.— Medd. Oceanogr. Inst. Göteborg, 6.
- P e t t e r s o n H. 1945. Iron and manganese on the ocean floor.— Medd. Oceanogr. Inst. Göteborg, 7.
- P o u b a Z. 1956. Manganese-ores in Czechoslovakia. In: «International Geological Congress. 20th Session. Symposium sobre yacimientos de manganeso», t. 5. Mexico.
- R i l e y J., S i n h a s e n i P. 1958. Chemical composition of three manganese nodules from the Pacific ocean.— J. Marine Res., 17.
- R o d g e r s J. 1945. Manganese content of the shady dolomite in Bumpass Cove, Tennessee.— Econom. Geol., 40, No 2.
- R u t t n e r F. 1931. Hydrographische und hydrochemische Beobachtungen auf Java, Sumatra, Bali.— Arch. Hydrobiol., Beilage-Bd.
- S a p p e r K. 1927. Vulkankunde. Stuttgart.
- S c h u t z D. 1964. The geographical and vertical distribution of several trace elements in sea water. Dissertation. New Haven. Yale Univ. Dept. Geol.
- S v e r d r u p H., J o h n s o n M., F l e m i n g S. 1955. The Oceans, their Physicochemistry and General Biology. 3rd ed. New York.
- T a k a b a t a k e A. 1956. Genesis of manganiferous iron deposits in Japan. In: «International Geological Congress, 20th Session. Symposium sobre yacimientos de manganeso», t. 4. Mexico.
- T a l i a f e r r o N. L. 1943. Manganese deposits of Sierra Nevada, their genesis and metamorphism. Calif. Dept Nat. Res., Div. Min. Bull. No 125.
- T a l i a f e r r o N. L., H u d s o n F. S. 1943. Genesis of the manganese deposits of the Coast Ranges of California.— Calif. Dept Nat. Res., Div. Min. Bull., No 125.
- T a t t s u m o t o M., G o l d b e r g E. D. 1959. Some aspects of the marine geochemistry of uranium.— Geochim. et cosmochim. acta, 17.
- T w e n h o f e l W. H. a. o t h. 1945. Sediments of Trout Lake, Wisconsin.— Bull. Geol. Soc. America, 56, No 12.
- V a a s j o k i O. 1956. On the natural occurrence of manganese of Finland. In: «International Geological Congress. 20th Session. Symposium sobre yacimientos de manganeso», t. 5. Mexico.
- W e d e p o h l K. H. 1960. Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik.— Geochim. et cosmochim. acta, 18, No 3/4.
- W h i t e D. E., W a r i n g G. A. 1963. Volcanic Emanations. Washington.
- W i n o g r a d s k y S. N. 1922. Eisenbakterien als Anorgoxydanten.— Zbl. Bacteriol. Parasitenkunde, Infektionskrankh. und Hyg., 57.
- Y o s h i m u r a S. 1931. Seasonal variation of iron and manganese in the water of Takasukanuma, Saitama.— Japan. J. Geol. and Geogr., 7, No 4.
- Z e n E-an 1959. Mineralogy and petrography of marine bottom sediment samples of the coast of Peru and Chile.— J. Sediment. Petrol., 29, No 4.

Т А Б Л И Ц Ы

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

Фиг. 1. Большой округлый кусок пемзы. Образован светлой пористой липаритовой разновидностью. Поверхность слегка изменена, поры выполнены мелкими раковинками глобигерин и частицами осадка, в который пемза была погружена. Ст. 246, глуб. 2050 фатомов¹ (3750 м), северная часть Тихого океана.

Фиг. 2. Маленький округлый образец пемзы той же разновидности. На поверхности буроватая корка измененного материала и в некоторых местах пятна двуокиси марганца. Видны прикрепленные раковины брахиопод (*Discina*) и гидрондов (*Stephanoscyphus*). Ст. 246, там же.

Фиг. 3. Округлый кусок кислой пемзы. Часть вырезана, чтобы показать превращенную в глину поверхностную зону породы, внутренняя же часть только слегка захвачена изменением. Ст. 246, там же.

Фиг. 4. Разрез другого куска той же разности, показывающий коричневую разложившуюся зону, окружающую относительно слабо затронутую разложением центральную часть.

Все описанные образцы плавали в воде в течение нескольких месяцев после того, как были подняты со дна океана.

Фиг. 5 и 6. Куски пемзы, окруженные слоями гидратированной двуокиси марганца, так что могут быть названы марганцевыми стяжениями. Пемза очень сильно разложена, особенно вблизи марганцевых слоев. На фиг. 5 толщина марганцевого слоя около 1 мм, на фиг. 6 — около 1 см. На первом образце структура пемзы хорошо сохранилась, на втором — исчезла, а пемза превратилась в мягкую землистую массу. Поры пемзы часто заполнены красноватым землистым или глинистым веществом. Ст. 240, глуб. 2900 фатомов (5304 м), северная часть Тихого океана.

Фиг. 7. Неправильный белый фиброзный фрагмент липаритовой пемзы с более или менее измененными центральными частями и трещинами, часто заполненными илом. Зона марганцевых соединений, смешанных с землистым веществом, часто явственно обозначается по периферии центральной части куска. Ст. 241, глуб. 2300 фатомов (2407 м), северная часть Тихого океана.

Фиг. 8. Коричнево-черный кусок пемзы с многочисленными порами. Видимые пустотки сходны с более внутренними порами, которые заполнены инфильтрированным глинистым веществом, что придает образцу видимость оолитовой породы. Ст. 241, там же.

Т а б л и ц а II

Фиг. 1. Типичная по своей морфологии марганцевая конкреция. Около тридцати таких стяжений были собраны на ст. 248 на глубине 2900 фатомов (5304 м), северная часть Тихого океана.

Фиг. 2. Сходная по типу конкреция, внутри которой были найдены остатки кремневой губки (*Farrea*); часть скелета этой губки показана на фиг. 2а. Ст. 248, там же.

Фиг. 3. Неправильно-пирамидальная конкреция, на поверхности которой много бугорков, расположенных более или менее параллельно поверхности.

¹ Фатом, или морская сажень, составляет 1,829 м. У английских моряков служит единицей для измерения глубины моря.

Фиг. 3а. Разрез, показывающий внутреннюю структуру конкреции, сходной с изображенной на фиг. 3. Чередуются желтоватые и коричнево-черные зоны толщиной 1—2 мм. Светлоокрашенные зоны пересекаются дендритами марганца, которые в черных прослоях встречаются во множестве. Ст. 160, глуб. 2600 фатомов (4755 м), южная часть Тихого океана.

Фиг. 3б. Часть конкреции того же типа, из которой соединения марганца удалены соляной кислотой. Рассмотрение остаточного глинистого скелета показывает, что желтовато-белое вещество проникает и в черные слои конкреции. Ст. 160, там же.

Фиг. 4. Пять стяжений, каждое из которых возникло вокруг маленьких зубов акул и небольших кусочков пемзы. Ст. 286, глуб. 2335 фатомов (4271 м), южная часть Тихого океана.

Фиг. 5. Сложная, неправильной формы конкреция.

Фиг. 6. Разрез через крупную конкрецию. Белые участки внутри все — куски пемзы, вокруг каждого из которых началось отложение марганца; впоследствии эти отдельные стяжения были одеты общей оболочкой и стали единой конкрецией. Ст. 248, глуб. 2900 фатомов (5304 м), северная часть Тихого океана.

Фиг. 7. Четыре небольших стяжения более поздней стадии развития, чем стяжения с фиг. 4.

Т а б л и ц а III

Фиг. 1. Фрагмент корки, отторгнутой при драгировании, размерами около 33 см. Верхняя поверхность корки черная и усеяна мелкими бугорками, нижняя — черно-бурая. Ст. 3, глуб. 1525 фатомов (2789 м), северная часть Атлантического океана.

Фиг. 2 и 3. Фрагменты кораллов, прикрепленных к корке (фиг. 1). Все кораллы — мертвые и в некоторых местах корродированы. Они целиком покрыты корочкой окислов марганца толщиной до 1 мм. Между ветвями кораллов располагается живая кремневая губка.

Фиг. 4. Пирамидальная конкреция из южной части Тихого океана. Верхняя часть и верхняя поверхность ее более ровная и компактная, чем нижняя, на которой видны сосцевидные выступы и мелкие бородавочки, во многом сходные с теми, которые видны на табл. II, 3. Ст. 299, глуб. 2160 фатомов (3951 м).

Фиг. 5. Одна из большого числа конкреций такого же типа и облика, размерами $7 \times 7 \times 5$ см. Конкреция разбита, в центре ее располагается зуб акулы *Carcharodon*, длиной около 4 см. Зуб окружен concentрическими слоями соединений марганца толщиной 1,5 см. Внешние слои (6 мм) более светлые, чем внутренние, что наблюдается и у других стяжений с той же станции. У зуба сохранился только дентин; вазо-дентин полностью исчез. Зуб пропитан соединениями марганца. Ст. 252, глуб. 2740 фатомов (5011 м), северная часть Тихого океана.

Фиг. 6. Разрез конкреции, на котором выделяются три зоны. Внутренняя представляет собой вытянутое желтое ядро, пронизанное дендритами марганца. Вторая зона — черная массивная. Третья (внешняя) несколько более светлая, с отчетливым concentрическим сложением. Ст. 252, там же.

Фиг. 7. Разрез стяжения. Ядро светлое, сложено, вероятно, вулканическим материалом. Отчетливо видна concentрическая слоистость окружающей его крепкой марганцовой корки, более плотной, чем обычно. Ст. 289, глуб. 2550 фатомов (4664 м), северная часть Тихого океана.

Фиг. 8 и 9. Конкреции из Южной части Тихого океана; одна показывает внешний вид, а другая вид в разрезе (натуральная величина). Наружная поверхность их округлая, неровная и несет выступы, создающие впечатление, что это скопление большого количества мелких конкреций; внутреннее строение их различно. Почти все эти конкреции имеют ядро желтовато-белого или зеленоватого цвета. Ядра все мягки и содержат много разнообразных видов фораминифер, раковины которых лишены карбоната кальция. Марганцовые дендриты пронизывают ядра. Конкреции из глубоководного глобигеринового ила; образование их, вероятно, происходило путем облекания округлых комочков на дне. Ст. 297. Глуб. 1775 фатомов (3246 м).

Т а б л и ц а IV

Фиг. 1. Типичная картофелеобразная конкреция. Маленький бугорок на вершине — кусочек пемзы, сцементированный в конкрецию внешними концентрами окислов марганца; таково же происхождение и боковых бугорков. Ст. 252, глуб. 2740 фатомов (5011 м), северная часть Тихого океана.

Фиг. 2. Типичная конкреция. Все стяжения на этой станции (около сотни) имеют ту же общую форму и являются наиболее плотными из полученных драгировкой. Верхняя поверхность ровная и резко отличается по виду от нижней поверхности, покрытой

сосцевидными выступами и имеющей вид корки. Ст. 274, глуб. 2750 фатомов (5030 м), центральная часть Тихого океана.

Фиг. 3. Округлая конкреция со ст. 281, где была драгирована глыба. На верхней части ее белый слой вулканического пепла, сходного с тем, что в глыбе. Сторона с пепловым слоем, очевидно, была верхней поверхностью стяжения, когда оно лежало на дне моря.

Фиг. 4. Другая конкреция из той же станции. Разломана, чтобы показать ядро, образованное зубом *Sarcharodon*.

Фиг. 5. Верхняя поверхность неправильного и достаточно редко встречающегося типа стяжений. Ядром является пепловый материал. Конкреция уплощена. Ст. 276, глуб. 2350 фатомов (4298 м), южная часть Тихого океана.

Фиг. 6. Сечение другой конкреции с той же станции. Ядром был, вероятно, кусок пемзы.

Фиг. 7. Внешний вид той же конкреции, показывающий корковую текстуру ее внешней зоны.

Т а б л и ц а V

Фиг. 1. Микроструктура стяжения. Кроме зональности, видно сложение конкреции из дендритов марганца, ориентированных радиально и залегающих в желтовато-бурой глинистой массе. Ст. 160, глуб. 2600 фатомов (4755 м), южная часть Индийского океана.

Фиг. 2. Микроструктура другой конкреции с той же станции. Радиальное расположение дендритов выражено не столь четко.

Фиг. 3. Микроструктура конкреции. Стяжение имеет несколько центров, состоящих из органических частиц или фрагментов палагонита и других вулканических пород. Ст. 285, глуб. 2375 фатомов (4344 м), южная часть Тихого океана.

Фиг. 4 и 5. Микроструктуры сложных стяжений с несколькими ядрами, в качестве которых служат обломки вулканических пород и зубы акул.

Т а б л и ц а VI

Текстурные типы лабинских карбонатных марганцевых руд

Фиг. 1. — Оолиты. Увел. 8.

Фиг. 2. Микроструктура оолитовой руды. Увел. 45.

Фиг. 3. Сплошной тип руды. Плотная полосчатая разность. Волнистая слоистость унаследована от вмещающего песка. В нижней части темная полоса — выделение карбонатов вдоль поверхности внутриформационного размыва. Штуф.

Фиг. 4. Сплошной тип руды, губчатая разность. Штуф.

Фиг. 5. Микроструктура руды сплошного типа. Мелкосферолитовое строение карбоната; неправильные пустоты (темные). Увел. 45, николи +.

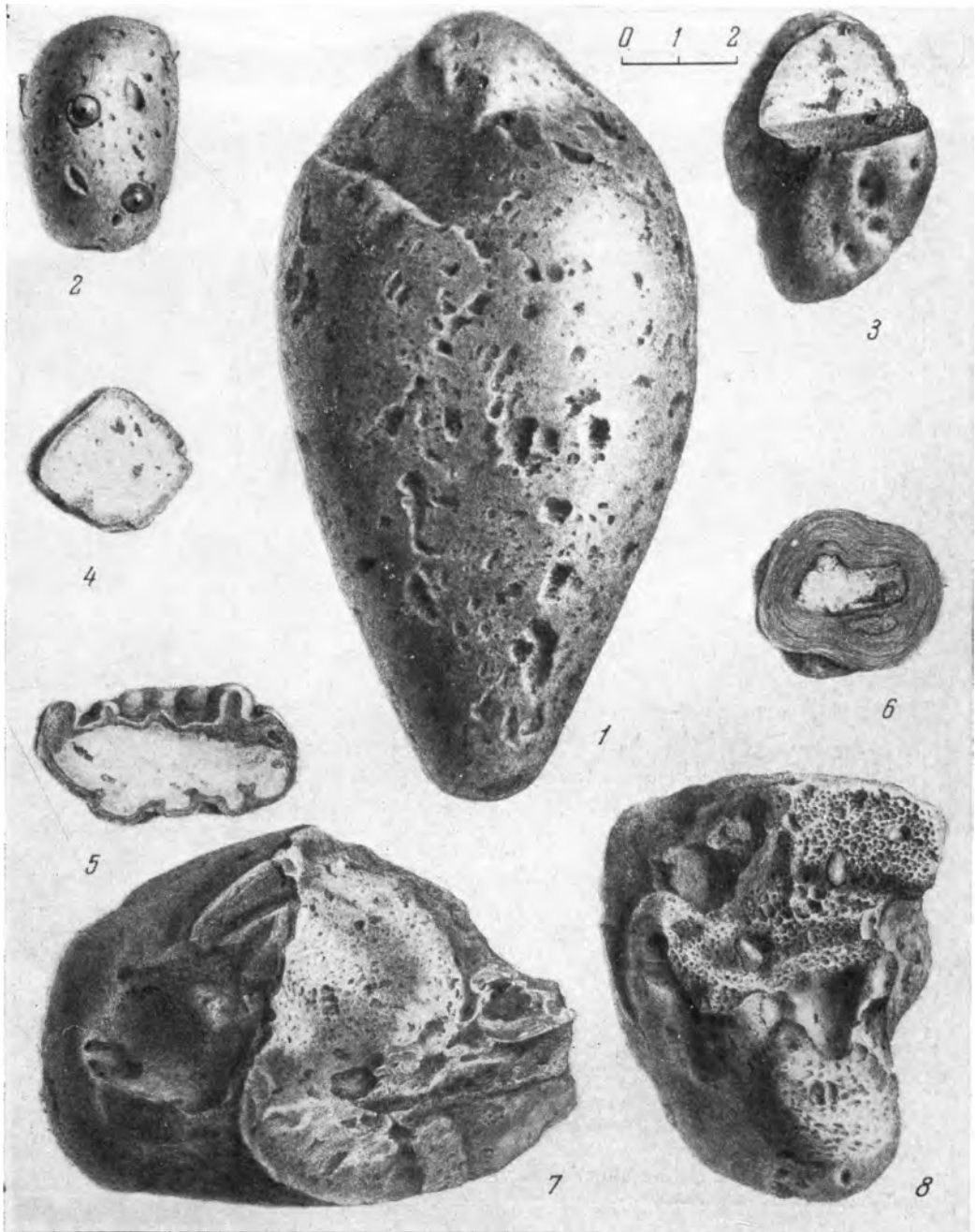
Фиг. 6. Желвачковый тип руды. Неправильные стяжения карбоната — желвачки, извлеченные из песка.

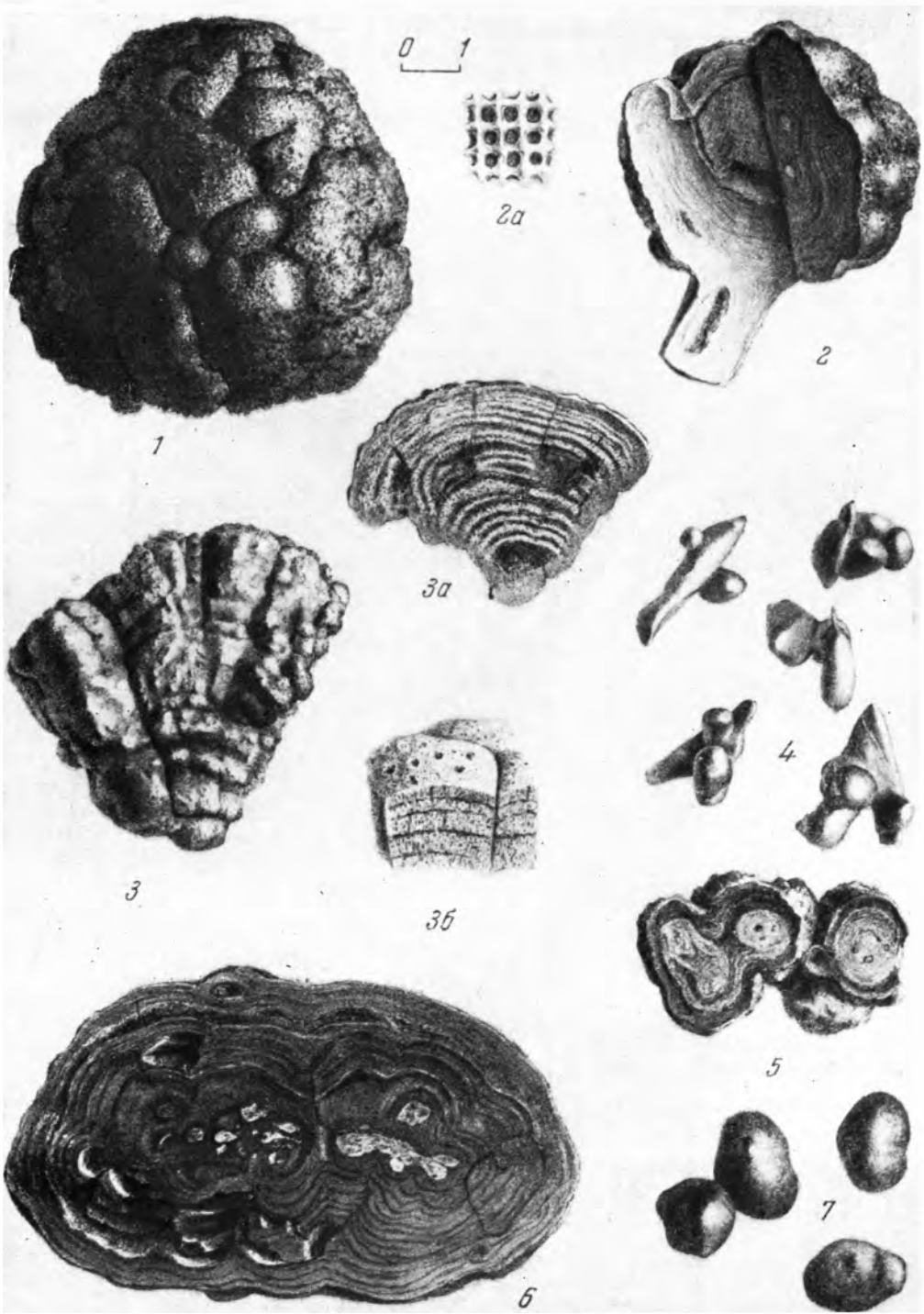
Фиг. 7. Желвачки червячковой формы.

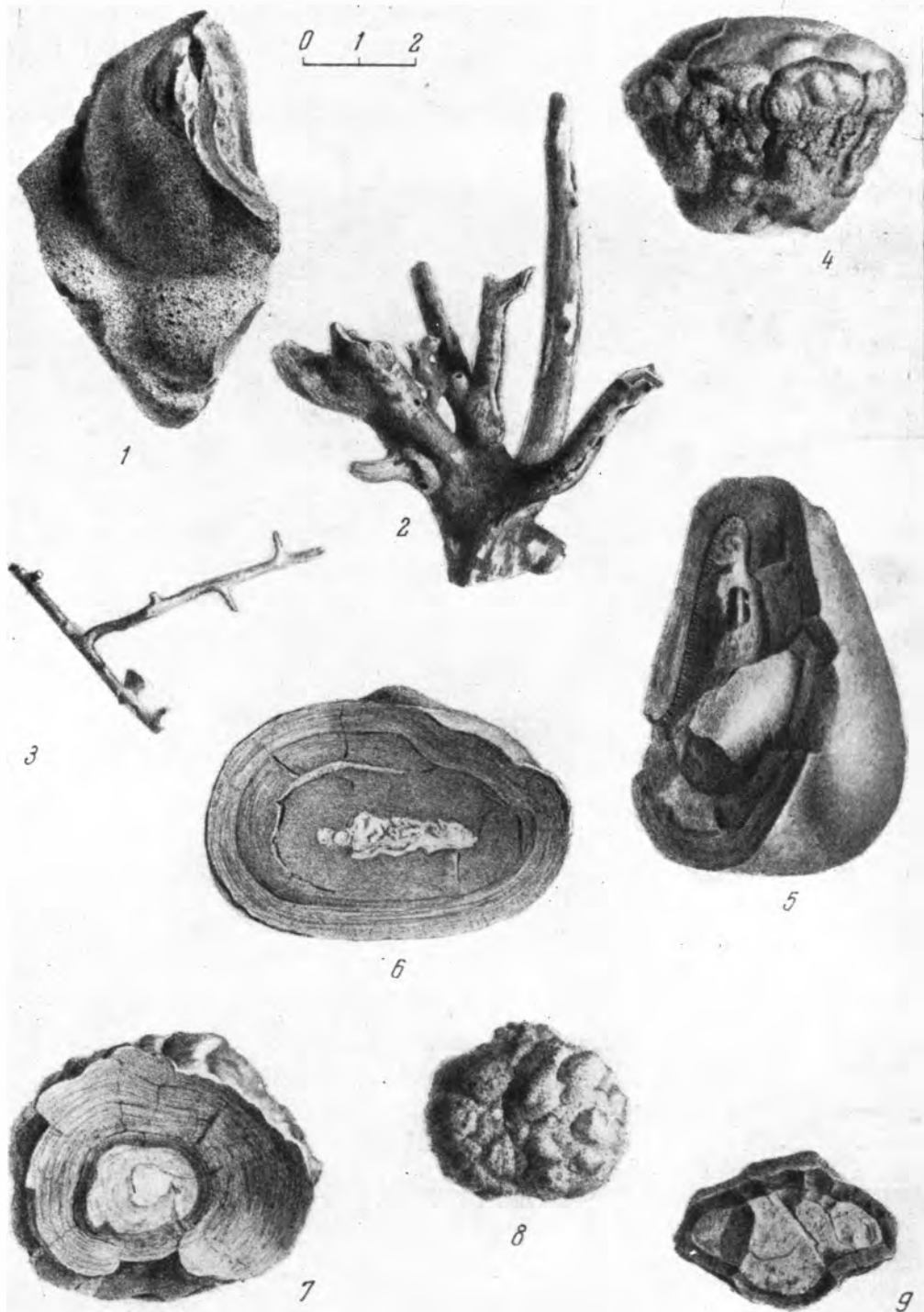
Фиг. 8. Микроструктура желвачков, изображенных на фиг. 6. В микрозернистом карбонате округлые пустоты и обломки кварца. Увел. 45, николи +.

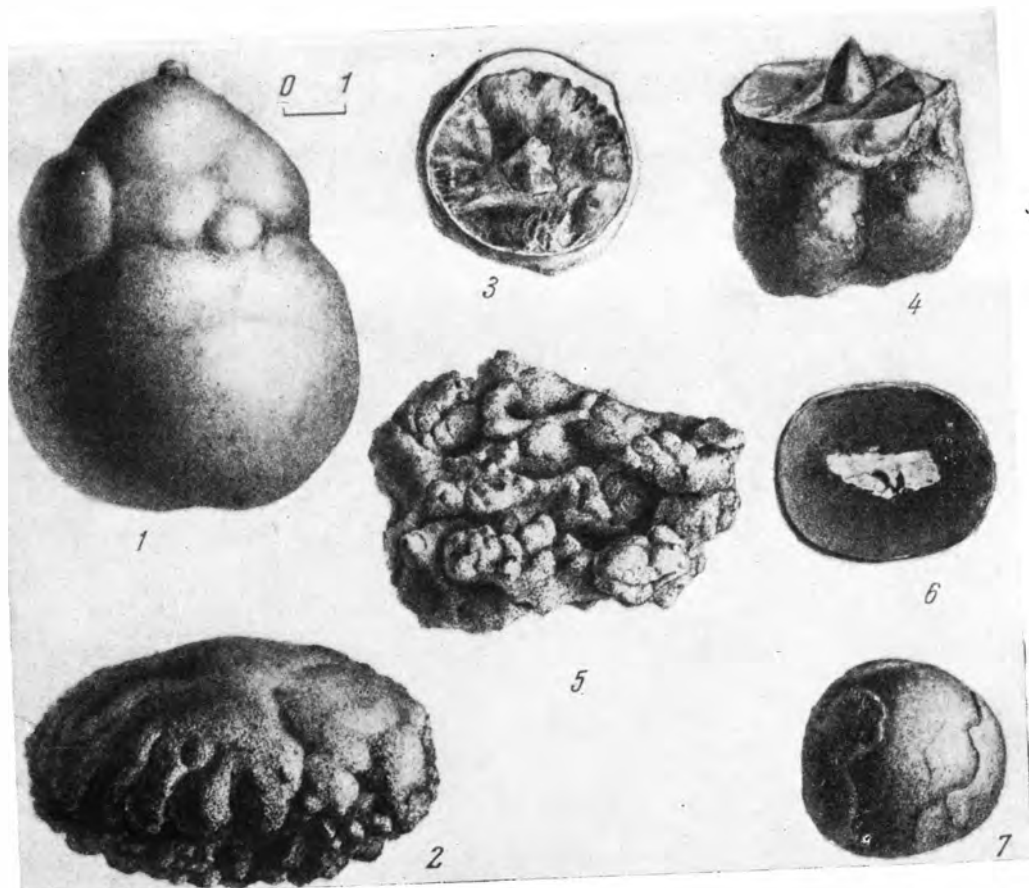
Фиг. 9. Микроструктура желвачковой руды, переходящей в песок с дисперсным марганцевым карбонатом. Слева — стяжения, справа — глобулы дисперсного карбоната. Увел. 45.

Фиг. 10. Железисто-марганцевая карбонатная руда. Стяжения руды, извлеченные из вмещающего алеврита.

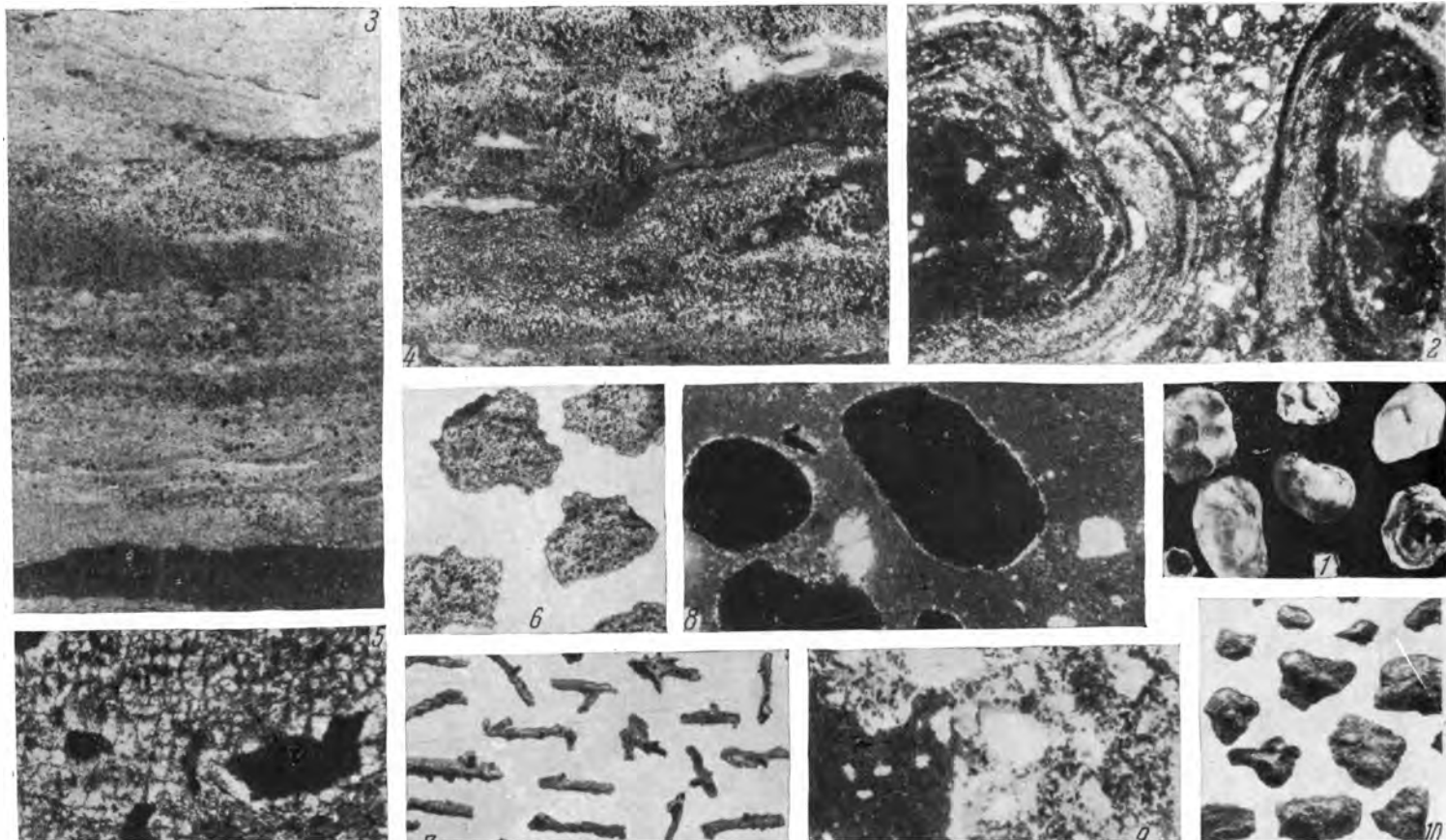












ПРЕДМЕТНЫЙ

- Абразия 118
 Авгит 155
 Алабандин 364, 384, 387
 Алевриты 41, 85, 172, 185, 201, 203,
 204, 206, 218, 219, 221, 231—235, 298,
 306, 372, 380
 Алевролиты 370, 405, 431
 Алузит 256
 Альбитофиры 375, 430—433
 — кварцевые 368
 Амфиболиты 366, 368, 375
 Амфиболы 123, 190, 191
 Анапат 382, 383
 Анастомозы 295
 Анатаз 234, 367
 Андалузит 192, 375
 Андезит-базальты 445
 Андезиты 108, 445
 Аногроксиданты 93
 Апатит 234, 367, 375
 Арагонит 72
 Аргиллит 373, 400, 401, 405, 429, 431,
 432

 Базальты 108, 445
 Бактерии 19
 — железо-марганцовые 93
 Баланс железа 35, 36
 Балянусы 226
 Барит 265, 383
 Белта 297
 — бурая 264, 265, 269
 — черная 228, 264, 266, 269
 Биксбит 435
 Биметалличность 166, 172
 Биотит 192, 195, 368, 378
 Бобовины 43, 47
 Бокситы 392, 393
 Бомбы вулканические 157
 Браунит 409, 412, 413, 425, 435, 441,
 442, 445, 465
 Бустамит 386, 441

 Вад 245, 250, 263, 381
 Вернадит 250, 251, 265, 269, 352, 425,
 435
 Вещество органическое 33, 197, 199,
 385, 465
 Взвеси 51—53, 55, 64—66, 82, 83, 107
 Виванит 13, 382—384
 Вкрашенность руд 289

 Водный баланс 8
 Водоёмы озерные 7, 40
 Водообменность 8, 66
 Воды грунтовые 10
 — иловые 15, 18, 36, 37, 73
 — почвенные 9, 10
 Возраст абсолютный 153
 — марганцовых руд 179—182
 Вольфрамит 398, 453
 Вулканизм 108, 115—117, 156, 183,
 361—364, 397, 400, 401, 403, 404, 417,
 422, 423, 427, 430, 432, 441, 444, 445,
 447, 448, 464, 466, 467
 — геосинклиальный 400, 401, 429
 Выветривание латеральное 256, 257,
 265, 269, 270, 275, 277, 282, 298, 317,
 352
 — площадное 256, 257, 265, 270, 275,
 277, 319, 352

 Габбро 375
 Галенит 384, 398, 453
 Гастроподы 227
 Гаусманит 409, 411, 413, 425, 435, 465
 Гауэрит 72, 383, 384, 387
 Гематит 375, 382, 383, 403, 413
 Гетерополимеры 163
 Гетит 228, 263, 382, 383, 427
 Гиббсит 108, 111
 Гидрогематит 228, 383
 Гидрогетит 24, 25, 135, 139, 173, 263,
 382, 383, 427
 Гидролиз 385
 Гидрослюды 108, 193, 197, 225, 368,
 378
 Гидротермы 108, 115, 116, 156, 177,
 361—363, 400, 420—423, 427, 434,
 444, 447, 460—462, 464—466
 Гидротроилит 86, 387
 Гидрохимические условия 39, 177
 Гипергенез 277, 278, 310, 352
 Гиперстен 50
 Глаукоцит 183, 184, 197, 200—202, 228,
 256, 260, 263, 332, 382, 383, 464
 Глина красная 129—131, 135, 136, 139,
 153
 — ленточная 11, 14, 17, 19, 20, 37
 — серая 11
 Глины 183—186, 201, 203, 206, 207, 218,
 219, 221, 231—235, 256, 306, 359, 370,
 372, 373, 380, 427, 445

Глыбы 124, 125, 131
Гнейсы 366, 368
Гравелиты 181, 306
Гранат 190—194, 234, 367, 375, 378, 441, 442
Граниты 368—370, 375
Гранулометрические типы пород 216—222
Гумусовые вещества 178

Дациты 375
Дендриты 122—124
Джеспилиты 127, 368
Диабазы 375, 430—433
Диагенез 176, 293, 310, 351, 386, 388, 465
Диориты 375
Дистен 190—192, 196, 234, 367
Дифференциация механическая 107, 119
— осадочная 462
Длительность существования окислительной пленки 89, 91
Доломит 72, 306, 464

Желваки — см. Конкреции

Зональность климатическая 109
— минералогическая 108, 241—284, 302, 305, 306, 309, 310, 352, 384
— первичная (диагенетическая) 271, 276
— терригенно-минералогическая 189, 203, 204
Зубы акул 122, 124, 153, 159, 160

Известковистость осадков 187
Известняк 372, 373, 405, 424, 426, 427, 431, 464
— брахиоподовый 401
— кремнистый 403, 404, 412, 417
— рифогенный 401
— туфогенный 445
Ил 11—14, 16—21, 25, 29, 37, 41, 42, 47, 55—57, 59—61, 64, 69, 71, 85, 88, 126, 159
— вулканический 130, 135, 137
— глобигериновый 124, 129—131, 153
— диатомовый 130
— известковый 116
— карбонатный 116
— кремнистый 441
— мелководный 99, 100
— пелагический 95, 99—102, 106—108, 115, 117, 120, 121, 127, 129, 145
— птероподовый 130, 131
— радиолярный 124, 129—131, 135
— сапропелевый 72, 74
— синий 130
— черный 71, 75, 173
Илоеды 159
Ильменит 234, 375
Интеграция железа и марганца 46
Интрузии гранитные 366

Кальдера 116
Кальцит 72, 197, 202, 268, 276
Камыш 19
Каолинит 108, 110, 193, 197, 378, 379
Карбонаты 72, 197, 245, 260, 261, 271, 382, 383, 386
Кварц 125, 188, 190—192, 200, 368, 436
Кварциты 464

Кератофиры 375, 440, 444
Классификация марганцовых руд 164, 165
Климении 403
Клиноптилолит 201, 202
Кольца Лизеганга 14
Конгломераты 306, 431, 432
Конкреции 49, 57—61, 64, 65, 73—82, 85, 86, 88—94, 120—163, 165, 167, 169, 173—176, 227, 243, 248, 249, 258, 262, 283, 284, 289, 291, 292, 297, 301, 302, 312, 343, 355, 356, 389, 391, 393, 419, 434, 437, 450, 454, 465, 467
Концентрация диагенетическая 292, 293, 301
— элементов — см. Распределение элементов
Кора выветривания 376—379, 392, 393, 395, 396, 462
Кораллы 124, 126, 133—135, 137, 162, 225
Корки рудные 43, 47, 126, 135
Корреляция элементов 140, 141, 144—148, 338, 342, 343, 346, 349, 440
Коэффициент концентрации 28, 140, 157, 158, 223, 238, 293, 357—359, 439, 440
— корреляции 141—145, 147, 151, 152, 159, 166, 162, 338—340, 342—346, 356
Крабы 226, 227
Кремнезем 400, 452
— аморфный 183, 200
— аутигенный 187, 197, 200
Криптомелан 251, 435
Курнакит 251
Курскит 383

Лавы 183, 398, 400, 401, 429, 433, 440, 445, 463
— фельзитовые 403
Лапилли 122, 123, 156, 157, 159, 160
Лейкоксен 234, 375
Лептохлориты 22, 25, 382, 383
Лимонит 249, 256
Липариты 375
Литогенез 351

Магнетит 155, 375, 382
Малые элементы — см. Микроэлементы
Манганит 25, 135, 139, 173, 245, 249—251, 254, 255, 261, 263—266, 271, 276, 283, 351, 352, 354, 355, 383, 387, 388, 427, 435
Манганокальцит 245, 248, 249, 257, 261, 262, 264, 268, 271, 272, 275, 278, 290, 306, 307, 357, 383, 388, 407, 408, 412
Манганосидерит 260, 261, 272, 306, 461
Манганофосфорит 383
Марказит 382—384
Материал пирокластический 108—110, 112, 116
Мел 373
Мельниковит 383
Мергель 187, 204, 206, 372, 373, 427
Месторождения вулканогенно-осадочные 399, 456
— карстового типа 464
— седиментационно-диагенетические 311, 313
— собственно диагенетические 311, 327
Метабазиты 366

- Метасоматоз 123
 Метод пониженный 153, 154
 — отношения Jо/Th 153, 154
 — радиевый 153, 154
 Механизм формирования руд 390—392
 Мигматиты 366
 Миграция элементов 50, 52, 54—56, 66, 82, 83, 117—119
 Микрозоны превращения 14
 Микроэлементы 15, 28, 29, 46, 52, 53, 60, 61, 66, 73, 74, 78, 79, 88, 133, 160—162, 168—173, 177, 331—335, 338, 339, 343, 345, 353, 357—359, 370, 383, 414, 417, 418, 425, 426, 436, 443, 444, 447, 450, 452—454, 456—458, 461, 462
 Минералы аутигенные 145
 — глинистые 108, 110
 — титаносодержащие 367
 Мняветты 382, 394
 Моллюски 225, 389
 Монтмориллонит 122, 123, 193, 197, 202, 225, 378
 Морфология рудного горизонта 285—289
 Мусковит 125, 368
 Мшанки 225

 Неотокит 364
 Новтронит 256

 Обогащение диагенетическое 15
 — седиментационное 14
 Озера кратерные 177
 — мезогумозные 8, 47
 — мезотрофные 48
 — олигогумозные 8, 47
 — олиготрофные 47, 48
 — полигумозные 47
 — рудообразующие 38—47
 — эвтрофные 48
 Оливин 123
 Олигонит 260—262, 272, 276, 306, 307, 309, 351, 383
 Омары 227
 Оолиты 43, 173, 243, 249, 254, 264, 283, 284, 289, 291, 292, 297, 308, 389, 391
 Опал 368
 Опоки 164
 Осадконакопление пелагическое 449
 — химико-биогенное 441
 Остатки органические 225—227, 233
 Остракоды 256, 403
 Отделение марганца от железа 374—379, 460
 Охра железная 35, 40, 47

 Палагонит 122, 123, 125
 Палеогеография 183—188, 215, 216, 229—239, 405, 406
 Палыгорскит 193, 197
 Парагенез древних марганцовых руд 174
 — микроэлементов 345
 — минералов 172, 173, 355, 382—388, 427
 Пектениды 187
 Пемза 122, 123, 155—157, 159, 160, 162
 Пепел вулканический 125, 131, 135, 156, 157, 183, 364, 398, 400, 403, 439, 445
 Перераспределение диагенетическое 47, 48, 62, 93, 145, 147, 148, 157, 158, 175, 176, 261, 263, 297—299, 301, 309, 311, 313, 317, 320, 322, 327, 331, 351—353, 356, 389, 391, 417, 419, 423, 424, 426, 440, 442, 462, 465, 466
 Пески 11, 12, 14, 17, 18, 25, 41, 55—57, 59, 71, 85, 183—185, 201, 203—204, 207, 218, 219, 221, 232, 233, 235, 298, 302, 306, 370, 464
 Песчанки 186, 204, 372, 373, 427, 431
 — кварцевые 188
 — олигомиктовые 188
 — полимиктовые 188
 Пизолиты 47, 173, 243, 248, 249, 254, 262, 264, 283, 289, 291, 292, 389, 391
 Пикотит 367
 Пирит 197, 200, 332, 382—384, 387, 398
 Пироксениты 375
 Пироксены 123, 190—192
 Пирролизит 25, 135, 139, 173, 174, 250, 251, 254, 264—266, 269, 283, 284, 352, 354, 355, 357, 388, 425, 427, 445
 Пирротин 382—384
 Питание Арктического бассейна 49—55
 — Черного моря 82—84
 Плагиоклаз 50
 Планктон 107, 385
 Пласты 266, 267, 297
 Полевой шпат 125, 188, 190—192, 234, 368
 Полиперманганиты 140, 162, 173
 Породы вулканические 125
 — кислые 370, 433
 — мезолитовые 188, 378
 — основные 108, 370, 380, 433
 — средние 108, 380, 433
 — взрывные 429
 — эффузивные 430
 Порфириды 366, 369, 370, 445
 Порфириды 426
 Порфиры 368, 375
 Потенциал окислительно-восстановительный 19, 20, 26, 27, 33, 34, 67, 84
 Почвенные воды — см. Воды почвенные
 Присуха 354
 Проникновение диффузионное 282
 Псилоделан 22, 24, 25, 135, 139, 140, 173, 174, 245, 249—251, 254, 261, 264—266, 269, 283, 284, 352, 354, 355, 381, 387, 388, 408, 425, 427, 435, 445
 Псилоделан-вад 249, 254
 Пьомонит 441

 Радиоактивность 153
 Радиолярин 201, 441
 Ракообразные 205
 Ракушечник 373
 Рансьент 173, 435
 Распределение абсолютных масс марганца 314, 315, 317—320, 322, 327, 328
 — в вертикальном разрезе 324, 330, 331
 — железа 29, 31, 97, 113, 115, 149, 209—215
 — марганца 7, 30, 31, 114, 148, 177, 209—215, 313—331
 — микроэлементов 160—162, 170—172, 331—335, 347
 — органического углерода 33, 197, 199
 — процентных содержания марганца 314, 317—319, 321, 322, 327, 329
 — суммарных мощностей 316
 — углекислоты 32, 197, 198

Распределение элементов в караджальских рудах 413
 — — в олигоценовых рудах 313, 331
 — — в Охотском море 96—99, 115
 — — в тихоокеанских конкрециях 148—152
 — — в Черном море 99—101
 Распыленность марганцевого скопления 447—449, 466
 Растворы 51—53, 55, 64—66, 82, 83, 160
 — почвенные — см. Воды почвенные
 — рудообразующие 379—382, 439
 Режим газовый 68, 69, 92
 Ржавец 10, 46
 Роговая обманка 50, 155, 192, 206, 367, 378
 Родонит 386, 441, 442, 461
 Родохрозит 23, 24, 72, 73, 77, 139, 140, 173, 249, 251, 254, 260, 262, 264, 383, 388, 389, 427, 453, 461
 — кальциевый 257, 262, 268, 271, 275, 276, 278, 305—308, 334, 351, 357, 383, 388, 389, 412
 Романешит 173
 Рудный процесс олигоценовый 179—182
 Рудообразование вулканогенное 405
 — вулканогенно-осадочное 447, 448, 463
 — эмбриональное 15, 21, 29, 31, 177, 416, 417, 464
 Руды биметаллические 166, 353, 357, 391, 412, 425, 427, 429, 442, 445, 452, 453
 — ближневулканические, или околоочаговые 440
 — вулканогенно-осадочные 164, 166, 397, 398, 405, 439, 449, 450, 452—455, 458—461, 465
 — гематито-магнетитовые 415, 423
 — гидротермальные 453
 — диагенетические 165, 365
 — — сидеритовые 394, 395
 — железные 383, 384, 392—394, 404, 409, 412, 413, 415, 423, 448
 — железо-марганцовые 21, 28, 164, 464
 — карбонатные 233, 238, 241, 243, 245, 257—259, 265, 268, 269, 272, 274, 276, 278, 281, 286, 290—292, 307, 324, 333—336, 348, 352—354, 357, 358, 363, 364, 388, 408, 409, 411, 413
 — континентальные 164
 — лагунные 164
 — марганцовые 164, 384, 392, 404, 409, 412, 413, 415, 431, 435, 446, 455, 458, 459, 462
 — мелководно-морские 165
 — монометаллические 353, 356, 379, 412, 429, 436, 442, 445, 449, 452, 453, 458
 — морские 164—166, 459
 — нормально-осадочные морские 164, 449
 — озерные 26, 42, 164—166
 — окисные 241, 243, 245, 265—267, 270, 273, 278, 281, 291, 292, 324, 333—336, 342, 348, 353, 354, 357, 358, 363, 364, 409, 413, 415
 — околосидеритовые 165
 — олигонитовые 334, 335, 339
 — олигоценовые 338, 343—345, 361—395, 450
 — ордовикские 429, 430

Руды осадочно-эффузивные 164
 — палеогеновые 360
 — палеоценовые 357, 428, 452
 — пелагические океанические 165, 166, 450, 459, 462, 465
 — пермские 357
 — пиритовые 415
 — полиметаллические 415, 453
 — седиментационно-диагенетические 37, 165, 365
 — седиментационные 165
 — — гидрогетит-шамозит-сидеритовые 394, 395
 — силикатные 409
 — туффитовые 442, 444
 — шельфовые 164, 462
 Рутил 190—193, 234, 367, 375, 378
 Рыбы ганоидные 359
 Сацхрили 267, 297
 Седиментация биогенная 119
 — механическая 119
 — хемогенная 119
 Седиментогенез 351
 Сепиолит 193, 197
 Серицит 368
 Серпентиниты 375
 Сидерит 22, 234, 235, 238, 260—262, 305, 306, 382—384, 395
 Сидероплезит 382, 383
 Силликаты 382, 383, 386—388
 Силлиманит 190, 191, 367, 375
 Скорость образования руды 37
 — осадконакопления 105, 106, 160
 — формирования конкреций 153—155
 Сланцы 156, 368, 373, 375, 431
 Слуховые косточки китов 153, 156
 Слюды 125, 202, 234, 368
 Соединения элементоорганические 107
 Соленость 67, 177
 Сорбция 119
 Спикулы губок 183, 201, 226, 232, 233
 Спилиты 375, 401, 440, 441
 Спонголиты 164
 Ставролит 190—192, 196, 234, 367, 375
 Стекла вулканические 153, 155
 Сток речной 65, 66, 117—119
 Стратисфера 177
 Стресс-минералы 192, 193, 196
 Структура бобовая 21
 — бобово-оолитовая 21, 40
 — корковая 40, 43
 — пизолитовая 21
 Стяжения — см. Конкрекции
 — септарные 156
 Сульфиды 382, 383, 386—388
 — железа 22, 25
 Сфалерит 384, 398, 453
 Сфен 234, 367, 375
 Сферосидериты 156
 Текстура окрашенная 389, 391
 — желваковая 282—284, 290, 299, 306—308
 — земляная 282, 297, 299
 — зернистая 282
 — конкреционная 282, 283, 358, 412, 417
 — кусковая 282—284, 289, 291, 292, 389, 391
 — оолитовая 282, 307
 — петельчатая 295, 419

Текстура пизолитовая 282
— сажистая — см. землистая
— сплошная 282—284, 289—292, 297,
306—308, 358, 391
— цементационная 282, 283, 297
Тефроит 441, 442
Типы руд морфологические 282
Титаномагнетит 375
Тодорокит 173
Тростник 19
Турмалин 190—193, 234, 367, 375, 378
Туф вулканический 125, 183, 401, 403,
424, 429, 431—433, 440, 445, 463
Туфобрекчи 427
Туфоконгломерат 445
Туфопесчаники 427, 445
Туффиты 401, 403, 431, 433, 441

Факторы накопления марганца 174—
177
Фауна 225—227
Фациально-генетические типы марган-
цовых руд 165, 166
Ферримонтмориллонит 378
Филлипсит 124, 125, 131
Филлиты 375
Флинтклей 464
Фораминиферы 153, 225, 227, 232, 233,
359, 389
Формы железа в осадках 16, 17
Фосфаты 383
Фракционирование взвесей 107, 118
Франклинит 461
Фтаниты 424—426
Фумаролы 116, 424, 444, 447, 461

Халистаза 109
Химический состав конкреций 132, 134—
136

Химический состав руд 21, 23, 25
Хлорит 112, 125, 197, 225, 228, 263, 378,
382
Хлоритонд 367, 378

Цеолиты 122—124, 153, 197, 201, 202,
368
Циркон 190—194, 234, 366, 367, 375, 378
Цоизит 190—192, 366

Черная белта — см. Белта черная

Шамозит 382, 384
Шляпы марганцовые 164

Эксгаляции 108, 115, 116, 461, 462
Экспедиция «Альбатроса» 130, 149, 166
— «Витязя» 126, 127, 129, 148—152,
166
— «Дийфны» 57
— Норденшельда 57
— «Седова» 57
— «Челленджера» 108, 121, 130, 134,
156, 166
Эксплозии 361, 434, 441, 444, 448, 461
Экструзии 441
Эмбриональное рудонакопление — см.
Рудонакопление эмбриональное
Эпидот 50, 190—192, 195, 206, 234, 366,
367, 375, 378
Эффузии 361, 441

Ядро конкреции 122, 123
Якобит 409, 411
Янтарь 187
Ярозит 256
Яшмы 164, 398, 409, 415, 431—434,
436, 439, 441—445, 447, 452, 463, 466,
467

ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

Сокращения

арх. — архипелаг	низм. — низменность	р-н — район
басс. — бассейн	о., о-ва — остров, острова	с. — село
водохр. — водохранилище	оз. — озеро	ст. — станция
вп. — впадина	окр. — округ	ст-ца — станция
г. — город	пл. — площадь	уроч. — урочище
зал. — залив	п-ов — полуостров	уч. — участок
котл. — котловина	пос. — поселок	форм. — формация
масс. — массив	прол. — пролив	хр. — хребет
м-ние — месторождение	р. — река	шт. — штат
наг. — нагорье		

Аджамети-Чхарп, м-ние, 181, 186, 215, 362
 Аджаро-Триалетский хр. 362
 Азия 50, 63, 64, 187, 400
 Азово-Подольский масс. 183, 184, 186, 193, 216, 217
 Азовское море 83
 Айдахо, шт. 457
 Аккерманское м-ние 399
 Аккудук 403
 Аксай, ст-ца 82, 83
 Акшагат, уроч. 403
 Алабама, шт. 464
 Аладский прол. 65
 Алатау — см. Кузнецкий Алатау
 Александрово 54
 Алеутские о-ва 111
 Алтын-Шоко, м-ние 403, 404
 Америка Северная 49, 63, 394, 398
 — Центральная 151
 — Южная 131, 139, 149, 151
 Англия 394, 395, 398, 399
 Антарктика 149
 Аппалачи, горы 464
 Аракс, р. 183
 Аран, м-ние 403
 Аризона, шт. 399, 457, 459, 460, 463
 Арканзас, шт. 459
 Арктический басс. (океан) 49, 50, 52, 53, 55, 61—64, 92, 95, 96, 99, 100, 107, 117
 Армения 197
 Артиллерп-Пик, м-ние 399, 460, 463
 Ассад, м-ние 399
 Астраханка, с. 258
 Астрахань, г. 184
 Атайка, м-ние 403
 Атасу, р. 403
 Атлант, окр. 456
 Атлантический океан 61, 62, 95, 96, 99, 101, 102, 105—108, 111, 115, 117, 122, 130, 132, 133, 137, 141, 143, 146, 147, 161, 167—169, 174, 177, 450
 Аутзазате, м-ние 456
 Африка 111
 Ахтырка, г. 201
 Баир Речной, м-ние 403
 Байкал, оз. 106
 Байрем, м-ние 399
 Балканский п-ов 398
 Балтийский штат 7, 11, 38—40, 46, 165, 175, 399
 Балтийское море 49, 65—70, 72—75, 77—80, 82, 84, 92, 159, 165, 167—171, 173—175, 177, 390, 399
 Балхаш, оз. 106

Бампас-Ков, р-н 464
 Баренцево море 49, 55—59, 61, 62, 165, 167, 174, 175, 212, 390
 Барнаул, г. 50—52
 Батуми, г. 82
 Бауддер-Сити, м-ние 457
 Белая, р. 231, 234, 236, 237, 375
 Белоглинское м-ние 399
 Белое море 6, 49, 55, 58—62, 168—174, 311, 390, 399
 Бельгия 398, 399, 455
 Бельт, Большой и Малый, прол. 65
 Бендеры, г. 83
 Береговые хр. 399, 455
 Березовское м-ние 310
 Берислав, г. 83
 Бестау, м-ние 403, 415
 Бестюбе, м-ние 403
 Блэк-Плато 122, 169
 Блэк-Рок, м-ние 457
 Богви, м-ние 327, 428
 Боденское, оз. 106
 Болгария 215, 398, 399, 429, 445, 446, 449, 450, 463
 Болео, окр. 457
 Больмен, оз. 42
 Больше-Токмакское м-ние 182, 203, 215, 216, 220, 221, 224—227, 242, 243, 245, 249, 255, 257, 258, 260—262, 275—277, 280, 285, 288—290, 292—294, 299, 313—317, 319, 324, 350, 351, 384, 387, 449
 Борнхольмская вп. 65, 69, 72
 Ботнический зал. 65, 74, 76, 167, 169
 Бофорта, вп. 63
 Бразилия 399, 455
 Бу-Арфа, м-ние 399
 Бузгуль, м-ние 403
 Буникаурн, наг. 297
 Бургас, г. 445
 Вайгач, о. 55
 Варна, г. 179, 399
 Варненская группа м-ний 361
 Варненский зал. 183
 Вата-Айленд, м-ние 399
 Венгрия 399
 Верхнеднепровск, г. 82
 Верхнее Волжье, оз. 40, 41
 Верхоянье 50
 Вест-Прого, м-ние 399
 Видостерн, оз. 42
 Виргиния, шт. 464
 Вирджин-Рок, м-ние 457
 Витербо, м-ние 399
 Вознесенск, г. 83
 Волгоградский р-н 200

Воронеж, г. 183
Восточно-Сибирское море 55
Восточно-Уральские м-ния 399
Выг, оз. 11, 41
Выг, р. 11
Высокое, оз. 42

Гавайские о-ва 111, 125, 400
Гайсин, г. 190, 201
Галапагосские о-ва 149
Гасдрем, м-ние 399
Гевшозеро 11
Гевьяновичи, м-ние 399
Гегечкори-Цахакаевский р-н 428
Главный Кавказский хр. 215
Глубокое, оз. 42
Глухаренское м-ние 358
Глушник, м-ние 446
Голконда, м-ние 399, 457
Голяма-Раковицы, м-ние 446
Гонцен, м-ние 399
Готланд, о. 79
Готландская вп. 65, 67, 69
Гренландия 49
Гренландское море 49, 58, 60
Грузия 185—187, 201, 202, 361, 362, 399, 427
Грушевско-Басапское м-ние 219, 220, 222, 224, 226, 243, 246, 247, 255—258, 261, 262, 271, 275—277, 279, 281, 285, 287—289, 292, 293, 298, 301, 319 — 322, 324, 350—352, 354, 366, 388, 449

Дарквети, наг. 228, 264, 295, 297, 326, 327
Даугава, р. 80
Дауташ, м-ние 424, 427
Дерюгина, котл. 96
Джайльминская мульда 399, 401, 403—405, 407, 415, 417, 419, 421, 424, 427
Джайрем, м-ние 401, 403, 404, 415—419, 421, 453, 461
Джаксы-Каргала, р. 429
Джанкой, г. 184
Джезда, м-ние 399
Джидинское м-ние 450, 453
Джорджия, шт. 464
Джумарт, гора 402
— м-ние 403, 404, 415, 416
Дзиркульский масс. 185, 186, 226, 294, 366, 369
Диксон, о. 57
Днепр, р. 82, 83, 85, 243, 262, 277, 287, 366
Днепровско-Донецкая вп. 183, 184, 186—188, 190, 192, 197, 200, 201, 203, 205, 206, 209, 212, 215, 229, 235
Днепродзержинск, г. 190, 201
Днепропетровск, г. 190, 201
Днестр, р. 83
Долгий Ряд, м-ние 446
Дон, р. 82, 83
Донецк, г. 183
Донецкий басс. 197, 201
Донская, ст-ца 82
Дунай, р. 82

Евразия 49
Европа 187
Европейская часть СССР 50, 190
Екатерининское м-ние 358
Енисей, р. 49, 50, 53, 54

Енисейский кряж 393
Ермаково 54

Желоб св. Анны 55

Забайкалье 450, 453, 454
Забонское м-ние 424
Закавказье 179, 192, 193, 197, 203, 205, 209, 211, 212, 214, 215, 229, 230, 379, 392, 428
Закаспий 229, 230
Западная Двина, р. 65, 66
Западное, м-ние 219—222, 226, 243, 255—258, 261, 262, 271, 275—277, 279, 281, 285—286, 288, 289, 292, 293, 322—324, 350—352, 388
Западно-Кубанская вп. (прогиб) 234, 235
Западно-Сибирская низменность 49, 50, 165
Западно-Сибирский басс. 394
Западно-Сибирское м-ние 395
Зеда-Горди, м-ние 428
Зеда-Ргани, наг. 228, 264, 271, 297, 326, 327
Зеда-Хунци, наг. 185
Зеравшанский хр. 399, 401, 427
Зиаэднское м-ние 424
Зилаир, р. 429
Змиев, г. 201

Ивдельское м-ние 357, 358
Известковые Альпы, горы 165
Измаил, г. 82
Израиль 399
Изолъви, р-н 43
Имни, м-ние 399
Ингулец, р. 262, 277, 368
Индирик, р. 49, 50
Индийский океан 61, 85, 96, 101, 102, 105, 117, 141, 143, 146, 147, 154, 167, 168, 177, 450
Иран 399
Иргыш, р. 50
Исландия 400
Италия 398, 399
Итхвиси, наг. 200, 217, 228, 264, 265, 295, 326, 327
Ишко, оз. 11

Кавказ, 192, 197, 229, 398
— Малый 183, 184, 186, 197, 215, 398, 401, 429, 445, 446, 450, 452
— Северный 179, 180, 182, 209
— Северо-Западный 375
Кавказский хр. 302
Казахстан 377
— Центральный 398, 401, 405, 407, 450, 454
Каладжинская, ст-ца 234
Калифорния, шт. 136, 149, 457, 459
Камчатка 115
Камыс, м-ние 403, 404, 415
Канада 50
Канадский арх. 49, 51
Канев, г. 190, 210
Капуловка, с. 324
Кара-Богаз-Гол, зал. 230
Карагандинская обл. 406
Карагандинский басс. 204
Карагыз, уч. 272
Караджал, м-ние 401, 403—417, 419, 422—424, 450, 452, 460, 463, 465

Каракульское м-ние 393
Кара-ой, м-ние 403, 404
Каратау, горы 184, 215, 371, 373
Каратулеп, уроч. 403
Кара-Тюбе, м-ние 399
Карелия 41
Карельский перешеек 7
Карма-Ярви, оз. 43, 44, 167
Карское море 6, 49, 55—58, 60—62, 64,
65, 92, 159, 165, 167, 168, 170, 171,
174, 175, 212, 311, 390, 399, 467
Картобай, м-ние 403
Каспийское море 215
Каспийское побережье 184
Каховское водохр. 287
Кашкозеро 40
Кведа-Ргани, наг. 264, 270, 326, 327
Квирила, р. 263, 271, 316, 317
Кенд-Ярви, оз. 44
Кеньтюбе, м-ние 403
Керегетас, м-ние 403
Керченский басс. 395
Кзыл-Байрак, м-ние 424, 427
Кзыл-Туран, уч. 272
Кигновце, м-ние 399
Киев, г. 201
Кильджир, м-ние 403
Кирес-Ярви, оз. 44
Кишинев, г. 184
Клайд, зал. 82
Клайд, р. 81, 174
Кливленд, м-ние 457
Клыч, м-ние 403, 404, 415
Кожаевское м-ние 442, 444
Койрусези, оз. 43, 44, 167
Кокимбо, м-ние 399, 456
Коллинское м-ние 357—359, 399
Колорадо, шт. 457, 459
Колоси-Блаше, м-ние 181, 203, 205
Колпашево 51, 52
Колыма, р. 49, 50, 53
Кольский п-ов 40
Конка, р. 262, 277
Коноши, с. 65
Кончозеро 41, 42
Кос-Истек, м-ние 430, 434—437, 440,
449, 450, 463
Кос-Истек, р. 435
Коунрад Северный, м-ние 450, 453
Красная Шапочка, м-ние 393
Краснодар, г. 82, 230
Красноярск, г. 50, 52
Красноярское м-ние 357
Кременчуг, г. 190, 201
Кривое, оз. 42
Криворожский басс. 368
Крым 89, 184, 186, 230
Крымско-Кубанский прогиб 234
Ктай, м-ние 403, 404, 415
Куба 398, 399, 456
Кубань, р. 82, 83, 231, 232, 237
Кузнецкий Алатау, хр. 398, 463
Кузнецкий басс. 204
Куйто Нижнее и Среднее, оз. 40
Курильская гряда 96, 430
Курильские о-ва 115
Куринская депрессия 183—185, 188
Кутаисский р-н 445
Куьрк-Ярви-Лубол, оз. 42
Кэмпбелл-Каунти, графство 465
Кюсюр 53

Лаба, р. 179, 180, 182, 231, 234, 236,
241, 242, 375
Лабинское м-ние 222, 229, 230, 231—
236, 239, 302, 303, 305, 306, 308—311,
327—332, 335, 346, 352, 374, 379, 395,
399, 450
Ладожское оз. 40, 42, 44, 45
Лан-Диль, р-н 448
Ландсортская вп. 65
Лапландия, окр. 41
Лаптевых, море 49, 55, 58
Лена, р. 49, 50, 53
Ленинградская обл. 41
Лечхуми 185
Ликё, р. 36
Лис-Ярви, оз. 44
Лозьвенки 190
Ломоносова, хр. 63
Лопен-Ярви, оз. 44
Лотарингия 394
Лох-Гойл, зал. 82
Лох-Понг, зал. 82
Лох-Файн, зал. 81, 82
Луга, р. 65
Льени, м-ние 398, 399, 455
Люцифери, м-ние 399, 456, 457
Мазульское м-ние 398, 399
Майкоп, г. 234
Макарова, вп. 63
Мак-Грегор, м-ние 457
Макензи, р. 50
Малая Белозерка, р-н 182
Мангышлак, п-ов 179, 181, 182, 184,
188, 197, 201, 209, 212, 225, 230, 241,
242, 278, 371, 372, 379, 380
Мангышлакское м-ние 5, 179, 180, 215,
216, 221—224, 227—229, 239, 272—
275, 277, 278, 281, 299—301, 311, 323,
332, 335, 343, 346, 350, 352, 370, 378,
389, 395, 399, 450
Маньч, р. 234
Маргехум, м-ние 399
Марокко 399, 455, 456
Марсятское м-ние 357—359, 399
Матесса, м-ние 399
Махачкала, г. 184
Мгвимеви, наг. 217, 228, 264, 271, 297,
326, 327
Мегион, пос. 54
Медногорск, г. 430
Мезень, р. 50
Мексика 398, 399, 456, 459, 461
Мексиканский зал. 111
Мереви, наг. 200, 217, 326, 327
Мерефа, ст. 201
Мерионетшайр, окр. 398, 399
Милкова Чешма, м-ние 446
Мингрелия 445
Мировой океан 110—112
Миссисипи, р. 117
Мончозеро 40
Мтавари, свита 445, 446
Мурманское побережье 59
Мэгги, пл. 463
Мэгжи, м-ние 457
Мэн, шт. 399
Мюхюр-Ниemi, мыс 21
Навасу-Орчерд, м-ние 457
Навсена, вп. 61, 63
Навва, р. 65, 66

Нахуао, с. 445
Нева, р. 65, 66
Невада, шт. 399, 457—459
Некроон, оз. 43, 167
Неман, р. 66
Нео Камени, о. 116
Нефтегорск, г. 231, 235
Николаево, м-ние 399
Никополь, г. 228, 297
Никопольский басс. 201, 291
Никопольское м-ние 179, 181, 182, 203, 222, 226, 228, 241, 242, 254, 257, 260, 262, 284, 297, 335
Нилакка, оз. 44
Ниязгуловское м-ние 442
Н'кусса, м-ние 399
Новая Зеландия, о. 111
Новая Земля, о. 55
Новая Каледония, о. 398, 399
Новая Ракитянка, с. 429, 430, 434
Новое Курское, с. 429, 430
Новосаратовск 66
Новотроицк, г. 430
Новые Гебриды, о-ва 399
Ноксвилл, форм. 398, 399, 447
Нью-Джерси, шт. 461
Нью-Мексико, шт. 457, 459

Обь, р. 49—54, 56, 62
Одесса, г. 184
Одинокое, оз. 42
Окриба Южная 445
Онежское оз. 40, 42, 45
Онисский р-н 445
Онживез, оз. 43, 167
Орду, м-ние 399
Орегон, шт. 459
Ориенте, м-ние 399
Ортау, гора 405
Отлан, м-ние 399
Охотское море 95—100, 115, 117, 212, 466

Панагюриште, м-ние 399
Парабель-Гузикское м-ние 394
Пасети, наг. 200, 326, 327
Паска-Лахти, зал. 12
Пасхи, о. 111
Пенсильвания, шт. 464
Перевиси, наг. 217, 264, 270, 271, 297
Передовой хр. 235, 238
Пето-Оя, руч. 13
Печора, р. 49, 50, 53
Пиренеи 398, 399, 455
Пленское, оз. 165
Побужье 366
Повенец, г. 42, 44
Пожарево, м-ние 399, 446
Полесская седловина 190
Полтава, г. 190, 201
Полуночное м-ние 357, 358, 399
Порезон-кар 456
Порезенгар 399
Поровези, оз. 43, 167
Поти, г. 83
Предкавказская вп. 188
Предкавказье 197, 212, 215, 229
Приазовье 366
Прикаспий 197
Прикаспийская вп. 188
Припятский прогиб 190
Припять, р. 82

Присивашье 184
Причерноморская вп. 186—188, 192, 193, 197, 201, 205, 206, 209, 215, 229, 235, 260
Промежуточное м-ние 403
Пунелиа, оз. 44
Пуннус-Йоки, зал. 12
Пуннус-Йоки, р. 36
Пуннус-Ярви, оз. 7—16, 19—26, 29—30, 32—38, 41, 45—47, 77, 92, 145, 168—175, 342, 356
Пятихатский р-н 201

Рача 185
Ргани, наг. 200, 217, 297, 326, 327
Ривер-Маунт, м-ние 399
Рижский зал. 6, 69, 71, 74—76, 78, 80, 81, 167—171, 173, 356
Риони, р. 82, 83
Рионская депрессия 183, 184, 187, 188
Родопский масс. 183
Русская платформа 82, 183, 184, 186, 204, 205, 229
Рухну, о. 75

Сакмарская зона 429—434, 437
Самеба, м-ние 427
Салехард г. 51—53, 61
Самшвилде, с. 445, 446
Санторин, о. 116
Сан-Франциско, форм. 398, 399, 447
Сардиния, о. 399
Сартаган, м-ние 272, 275, 277, 299—301, 311, 389
Сахалинское побережье 96
Севан, оз. 183
Северная Двина, р. 49, 51, 53
Северное море 66, 67, 169
Северо-Германская низм. 105
Сегозеро 42
Серет, р. 183
Сибирская платформа 51
Сибирь 50
Сиваш, оз. 184
Сиквиджор, м-ние 399
Симферополь, г. 183
Ситомино, с. 54
Скирлморли-Бэнк 82
Славянская, ст-ца 83
Сokolовское м-ние 393
Соленая, р. 255, 366
Соснино 54
София, г. 445
Средне-Каспийская вп. 230
Среднеколымск, г. 53
Средняя Азия 424
Ставрополь, г. 184
Ставропольское плато и свод 234
Стокгольм, г. 65
Страйвэк 82
Суантака-Йоки, р. 8, 10, 12, 35
Суйстамон-Ярви, оз. 40—43
Сумы, г. 190, 201
Сургут, пос. 51—54
Сухая Губерля, р. 434
США 398, 399, 455—457, 459, 461, 462, 465
Сьерра-Невада, хр. 398, 399
Сюртысу, м-ние 403

Табagreби, наг. 200, 217
Табуи, о-ва 116

Тамара, м-ние 403
Таргамули 185
Тарханкут, мыс 86, 89
Тасжарган, м-ние 403
Таскудук, м-ние 403
Тахта-Карачи, м-ние 399, 424, 426, 429,
447, 450, 452, 463, 465
Тбилиси, г. 445
Темрюк, г. 82
Теннесси, шт. 464
Тетрицкаро, р-н 399, 401, 427—429,
447, 450, 452
Техас, шт. 459
Тиаратин, м-ние 399
Тимна, м-ние 399
Тиморское море 169, 174
Тиссон, оз. 44
Тихий океан 61, 95, 96, 99—109, 111,
113, 114, 116, 117, 125—133, 136—138,
141, 143, 146—148, 153, 154, 167—169,
173, 174, 177, 400, 449, 450
Товарищество, о-ва 111, 116
Томпсон, м-ние 457
Топлик, м-ние 446
Траут-Лейк, оз. 41, 42
Три-Кайдс, м-ние 453, 454, 457, 458
Триполье 190, 201
Тубай, м-ние 403
Тульская, ст-ца 234
Туруханск, г. 54
Турция 399, 456

Украина 201, 202, 256, 379
— Южная 201, 202, 225, 227, 242, 261,
288
Украинский щит, масс. 182, 202, 366,
368, 377
Улу-Теляк, м-ние 165, 359, 360, 392,
398, 399
Урал 184, 357, 393, 398, 399, 441, 444,
445, 448, 452
— Восточный 165, 399, 429, 441, 442,
450, 463
— Северный 392, 449, 464
— Южный 398, 399, 429, 434, 447
Ури, м-ние 399
Уркут, м-ние 399
Урукум, м-ние 399, 455
Уруц, р. 231, 234, 237
Усинское м-ние 399, 463
Успенское м-ние 399
Усть-Пинега, р. 53
Усть-Цильма, р. 53
Ушкатын, м-ние 403

Фарс, р. 231, 236
Фиджи, о-ва 126
Филиппинская котл. 151
Филиппины, о-ва 399
Финляндия 41
Финский зал. 64, 78, 167—171
Фонтенелл, м-ние 399
Форари, м-ние 399
Франклин-Фернис, м-ние 461
Франция 398, 455
ФРГ 398, 399
Фролово, ст. 232, 236

Хабарное, с. 430
Хайяна, м-ние 399
Хаки-Мяки, дер. 35
Халибаури, наг. 217
Хантайка, р. 54

Ханты-Мансийск, г. 54
Херсон, г. 82
Хмельницкий, г. 184
Ходзь, р. 231, 236
Хоккайдо, о. 115, 399
Хольсфюрд, оз. 42, 44

Церамское море 169, 174
Цхакая, г. 82
Цхалтубский р-н 445

Чакрыган, м-ние 272, 275, 277, 299, 301,
311
Чамлык, р. 234
Чернобыль, г. 82
Черное море 49, 62, 68, 82—86, 89, 919
92, 93, 95, 99—102, 106, 117, 145, 159,
165, 167—175, 177, 184, 212, 215, 311,
356, 399
Черноморский басс. 83, 85, 96
Черноморско-Каспийский басс. 229
Черноморско-Предкавказская вп. 183
Чехословакия 165, 399, 455
Чешская губа 226
Чнатурское м-ние, Чнатуры 5, 85, 179—
182, 185, 186, 197, 200, 201, 203, 205,
207, 212, 216, 217, 222—229, 241,
263—266, 268, 270—272, 275—278,
293—299, 301, 311, 316—319, 324, 326,
332, 334, 335, 340, 341, 346—352, 362,
366, 378, 380, 381, 384, 387—389, 395,
399, 449, 450
Чили 399, 456, 457
Чорох, р. 82
Чукотское море 49, 55, 58
Чхиквта, м-ние 427

Швейцария 399
Швеция 40—42, 44, 46
Шевченково, с. 288
Шкмерн, м-ние 203, 205
Шотландия 40, 81
Шукрути, наг. 217, 264, 271, 297, 326,
327
Шэди, дол. 464
Шэпин, м-ние 457, 463

Эгейское море 116
Эрегли, м-ние 399, 456
Эресунн, прол. 65

Югославия 399, 456
Южно-Акбастауское м-ние 403
Южно-Колпашевское м-ние 394
Южно-Охотская котл. 96, 115
Южно-Украинские м-ния 5, 181, 216,
223, 224, 243, 245, 256, 259, 261, 263,
271, 274, 276, 277, 285, 289, 291, 294,
311, 324, 332, 335, 336, 346, 350, 351,
366, 367, 378, 399, 450
Южно-Украинский басс. 179, 181—183,
202, 215, 216, 224, 225, 227—229, 241,
243, 245, 253, 262, 265, 271, 272, 277,
278, 281, 285, 293, 295, 298, 301, 337,
351, 374, 379, 380, 381, 384, 449
Южный Буг, р. 83
Юркинское м-ние 357—359
Юта, шт. 459

Ява, о. 177, 399
Ямболи, м-ние 399
Ямтланд, окр. 41
Яна, р. 50
Янис-Ярви, оз. 41
Япония 177, 398, 399, 455, 456, 461

- Аарнио В. (Aarnio) 38
 Аваллани Г. А. 182, 226, 227, 265, 269, 297, 326, 427, 445
 Агирре (Aguirre L.) 457
 Акин О. А. 55, 62, 66, 83, 116, 118
 Андрущенко П. Ф. 121, 127, 128, 130, 131, 139, 148, 149, 151, 152, 173
 Ансьон (Ancion Ch.) 455
 Аррениус (Arrhenius G.) 95, 121, 126
 Архангельский А. Д. 49, 59, 197, 393
- Базилевская Е. С. 6, 22, 250
 Баранов В. И. 102
 Баранова Н. М. 182, 191, 366
 Барбоза О. (Barbosa O.) 455
 Баррел (Barrell J.) 233
 Безруков П. Л. 126
 Белевцев Я. Н. 368
 Белов Н. А. 49, 50, 63, 64, 95, 106
 Белова И. В. 6
 Бер А. Г. 190
 Бетехтин А. Г. 164, 176, 182, 226, 227, 241, 242, 263—265, 269, 271, 274, 275, 297, 326, 357—360, 363, 366, 370, 376, 384, 387, 411, 415, 442, 443
 Бирштейн Я. А. 227
 Бонатти (Bonatti E.) 121, 124, 125, 131, 139, 157, 159
 Ботвинкина Л. Н. 404, 405, 417, 419, 421
 Бражникова Л. В. 55, 62, 66, 83, 116, 118
 Бродская Н. Г. 105, 145, 212, 224
 Бруевич С. В. 56
 Брунер (Bruner) 387
 Буткевич В. С. 93
 Бугузова Г. Ю. 116, 185, 191, 193, 201, 202, 211, 214, 363, 366, 367
 Бюзер (Büser W.) 135, 173
- Ваасйоки О. (Vaasjoki O.) 43
 Варенцов И. М. 6, 250, 331, 366, 368
 Ведыполь (Wedepohl K.) 95, 99, 100, 108, 115, 116, 157
 Векил (El-Wakeel S.) 95
 Вергина К. В. 7, 14
 Виноградов А. П. 108, 369, 370, 433
 Виноградский С. Н. 93
 Войтенко В. А. 190
 Волков И. И. 49, 86, 88—91, 93, 95, 101, 102
- Гаврилов А. А. 6, 429—437, 439, 440
 Гардер (Harder H.) 461
 Гаррелс Р. (Garrels R. M.) 386, 388
 Гильзен К. К. 42
 Гинзбург И. И. 42
 Глаголева М. А. 49, 83, 84, 89, 95, 145, 172, 204
 Гладкова А. Н. 187, 230
 Гольдберг Е. (Goldberg E. D.) 95, 107, 121, 126, 133, 147, 153
 Гольдич С. (Goldich S. S.) 394
 Горбунова З. Н. 109
 Горшкова Т. И. 6, 49, 55—57, 59, 61, 65, 68, 70, 71, 73, 74, 76, 77, 80
 Гриппенберг Л. 72
 Гроссгейм В. А. 192, 232
 Грюттер (Grütter A.) 135, 173
 Грязнов В. И. 181, 182, 216, 219, 220, 224, 226, 241—246, 248—251, 255—257, 259—261, 278—281, 286, 288—290, 292, 323, 324, 335, 366, 376, 378
- Гудзон (Hudson F.) 449, 465
 Гусарева А. И. 6
 Гущенко Н. И. 434
 Гюмбель (Gümbel C.) 108, 117, 156
- Дебизе (Debyser J.) 385
 Дерюгина З. П. 24
 Дворецкая О. А. 6, 287, 320, 321
 Джонсон (Johnson M.) 68
 Дзоценидзе Г. С. 361—365, 369, 370
 Дитц (Dietz R.) 121
 Добржанская М. В. 84
- Едемский М. Е. 11
 Еремеев В. В. 234
 Ермишкина А. И. 65, 209
 Ермолаев М. М. 65
 Ефимова Е. И. 153, 154
 Ефремов Н. Е. 375
- Жижченко Б. П. 230
- Завадский 387
 Завалишин А. А. 7, 9
 Залманзон Э. С. 6, 84, 145, 172, 204, 443
 Зен Е-ан (Zen E-an) 139
 Зенкевич Л. А. 66
 Зенкевич Н. Л. 121, 129
 Зинова А. Д. 41
- Иванова А. А. 52
 Иванова Л. Ф. 6
 Ивангишин М. Н. 368
 Ивлев В. С. 48
 Ильинская М. Н. 441, 445
 Иностранцев А. А. 42, 44
 Йошимура (Yoshimura S.) 177, 462
 Ирвин Р. (Irwine R.) 81, 82
 Исаева А. Б. 95, 97, 99
- Казаринов В. П. 225
 Каламбер (Calembert L.) 455
 Калининко В. В. 6, 21, 22, 29, 180, 182, 230, 232, 235, 303—305, 328, 330, 331, 374
 Калининко В. О. 37
 Калинин В. В. 6, 407—412, 414, 416, 417, 420
 Каниболоцкий П. М. 368
 Карасева Г. И. 6
 Каримов А. Г. 373
 Карякин Л. И. 190, 201
 Катцу (Katzu K.) 455
 Катченков С. М. 370, 371
 Каюпова М. М. 415
 Кларк Ф. 95
 Кленова М. В. 55—57, 59
 Кобилев А. Г. 375
 Козяр Л. А. 180, 230
 Койде (Koide M.) 121, 153
 Колесникова Т. Х. 52
 Конклин (Conklin N.) 453, 456 459, 462
 Коновалов Г. С. 52, 53, 55, 66, 83
 Коченова Е. В. 41, 42, 49, 59
 Коркиш (Korkisch J.) 121
 Корренс К. 115

Корценштейн В. Н. 191
Крамбайн (Krumbein W.) 386, 388
Краускопф К. Д. (Krauskopf K.) 107.
376, 377, 386, 387
Криштофович А. Н. 187
Кротов Б. П. 7
Куликов Н. Н. 55, 58
Куликов С. И. 230, 242
Кюнел 118

Ландергрэн С. (Landergren S.) 45, 46,
95, 102, 103—105, 144—146
Лапина Н. Н. 49, 50, 61, 63, 64, 95, 106
Лепп (Lerr H.) 394
Линн Д. (Lynn D.) 139
Лисицын А. П. 109
Лисицына Н. А. 117, 377, 378, 393
Листова Л. П. 254
Литвиненко А. У. 394
Лопатин Г. В. 65, 117, 119
Лупанова Н. П. 375
Люньон (Lougnon J.) 455
Льонгрэн П. (Ljungren P.) 42, 45

Маймин Э. Л. 192
Макар (Masar P.) 455
Мангейм Ф. Т. (Manheim F. T.) 45, 46,
49, 58, 67, 72—75, 78, 167, 169, 173,
174
Мартынова М. А. 406
Маршандиз Г. (Marschandise H.) 388
Менард (Menard H.) 121, 127, 131, 159
Меро (Mero J.) 121, 122, 125, 126, 129—
133, 135, 137, 138, 159
Меррей (Murray J.) 64, 81, 82, 108, 116,
117, 121—126, 132—135, 148, 153
155, 156, 159
Милановский Е. Е. 361
Мнушкин Л. Б. 373
Мокиевская В. В. 84
Морковкина В. Ф. 375
Морозова В. Г. 181
Муравьев В. И. 371

Нагель А. А. 41
Найюду (Nayudu Y.) 121, 124, 125, 131,
157, 159
Невесский Е. Н. 6, 49, 61
Нестеренко П. Г. 190, 201
Нестерова И. Л. 6, 50, 52, 55, 95, 115,
466
Носов Г. И. 109
Носовский М. Ф. 187, 225
Норденшельд А. Э. 57, 58

Остроумов Э. А. 95—98

Пахомова А. С. 49, 55, 59, 60
Пачаджанов Д. Н. 163
Пенк В. 117
Перфильев Б. В. 14, 37, 93
Петелин В. П. 96
Петерсон (Pettersen H.) 95, 153, 157
Пилипчук М. Ф. 95, 101
Плошко В. В. 375
Покровская И. М. 230
Полдеварт А. 118
Поляк Р. Я. 190
Пономарев В. В. 300
Попова Т. П. 84, 85

Поуба (Pouba Z.) 455
Пряхина Ю. А. 235, 237, 238

Райли (Riley J.) 95, 133
Ратеев М. А. 108, 110, 112, 378
Ренар (Renard A.) 64, 108, 121—126,
132—135, 148, 153, 155, 156, 159
Роджерс (Rodgers J.) 465
Рожнов А. А. 402
Ронов А. Б. 65, 209
Руж (Rouge P. E.) 385
Руттнер (Ruttner F.) 177

Самойлов Я. В. 49, 59, 232
Саппер (Sapper K.) 115
Сапожников Д. Г. 401, 405—409, 414,
416, 417, 419, 421—423
Саркисян С. Г. 193
Свердруп (Sverdrup H.) 68
Севастьянов В. Ф. 49, 86, 88—91, 93
Селин Ю. И. 187, 220, 242, 255, 256, 289,
290, 292
Семенова М. Г. 6
Семенович Н. И. 6—8, 11—14, 22, 35—
40, 42, 43, 47
Синхасени (Sinhaseni P.) 133
Скопинцев Б. А. 47, 49, 84, 85
Скорнякова Н. С. 111, 113, 114, 116,
121, 126—132, 139, 148, 149, 151, 152
Смирнова М. Н. 212
Смоляк Л. А. 370, 371
Собольев Н. Д. 375
Соколов Н. А. 392
Соколова Е. А. 6, 400, 404, 405, 412,
417—420, 424, 425
Соколова Е. И. 6, 7, 19—22, 24—27, 29,
33, 34, 36
Соколова К. Б. 6
Соколова-Дубинина Г. А. 24
Солсбери (Salisbury) 117
Страхов Н. М. 46, 84, 95, 99, 100, 105,
115, 145, 161, 164, 172, 174, 176, 192,
204, 212, 241, 242, 285, 310, 360, 361,
376, 382, 385, 466
Струве Э. А. 368
Суслов А. Т. 6

Такабатаке (Takabatake A.) 455
Талиаферро (Taliaferro N.) 448, 455, 465
Татсумото (Tattsumoto M.) 133
Твенхофел У. Х. (Twenhofel W.) 41, 42,
233
Тимофеева Э. В. 272, 312, 394
Титов А. Г. 49, 59
Тихомирова Е. С. 6, 182, 221, 274, 331,
343, 370, 371
Тунмарк 47

Уайт (White D.) 462
Уэринг (Waring G.) 462

Федорова Е. И. 42, 47
Флейшер (Fleischer M.) 396, 398, 447,
453, 456—459, 462, 463
Флеминг С. (Fleming S.) 68
Формозова Л. Н. 233

Ханн В. Е. 361
Хайрутдинов Д. Х. 373
Хворова И. В. 441, 443, 444

Херасков Н. П. 442
Хирьяков М. И. 11
Христианова Л. А. 102
Хучуа М. Ф. 193
Хьюитт (Hewett D.) 396, 398, 447, 453,
455—463
Чекунов В. С. 424, 425, 427
Черкасова Е. В. 6, 331
Чигирева Т. А. 22
Чухров Ф. В. 387
Шамрай И. А. 190, 191

Шаповалова Г. А. 193
Шатский Н. С. 466
Швембергер Ю. Н. 180
Штеренберг Л. Е. 6, 7, 15, 22, 24, 180,
182, 185, 188, 189, 193—196, 198, 199,
210, 211, 213, 214, 218, 264, 269, 288,
294, 296, 298, 314, 316, 318, 331, 332,
341, 347—350, 358, 359, 361, 363, 366
Шумихина И. В. 6, 400, 404, 417, 418,
421
Шутц (Schutz D.) 160, 161
Юнг (Young) 95

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
-----------------------	---

Часть I

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС СОВРЕМЕННЫХ НАКОПЛЕНИЙ МАРГАНЦА

Глава I. Накопления марганца в оз. Пуннус-Ярви и других озерах Балтийского щита	7
Глава II. Накопления железа и марганца в морских водоемах, питаемых только терригенным материалом	49
I. Накопления марганца в Арктическом бассейне и его краевых морях (49).— II. Накопления марганца в стложениях Балтийского моря (65).— III. Накопления марганца в осадках Черного моря (82).— IV. Новое в марганцеворудном процессе в морях Арктического бассейна, Балтийском и Черном (92).	
Глава III. О механизме обогащения пелагических илов океанов рассеянными железом, марганцем и сопровождающими их элементами	95
Глава IV. Железо-марганцовые стяжения в пелагических отложениях океанов, их состав и генезис	121
Глава V. Основные черты современного марганцеворудного процесса в озерах и морских водоемах.	164

Часть II

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ОЛИГОЦЕНОВЫХ РУД ЮГА СССР

Глава I. Общий ход олигоценового марганцеворудного процесса и его фациально-геохимический фон. Позиция руд в бассейновой седиментации	179
I. Возраст марганцовых руд разных месторождений и общий ход олигоценового рудного процесса (179).— II. Палеогеография нижнеолигоценового бассейна и вещественный состав отложений вне месторождений (183).— III. Фациально-тектоническая локализация нижнеолигоценовых марганцовых руд и их соотношения с нерудными отложениями (215).— IV. Палеогеография конца олигоценового — начала миоценового времени. Особенности фациального типа и состава лабинских руд (229).— V. О геохимической специфике эпохи олигоценового рудообразования (239).	
Глава II. Современная минералогическая зональность нижнеолигоценовых руд и ее генезис (начало стадийного анализа)	241
Глава III. Современное строение рудного горизонта олигоценовых месторождений и его генезис (продолжение стадийного анализа)	285
Глава IV. Современное распределение элементов в олигоценовых рудах и его генезис (завершение стадийного анализа)	313
I. Распределение марганца в олигоценовых рудах (313).— II. Распределение элементов, сопровождающих марганец в олигоценовых рудах (331).— III. О роли разных стадий литогенеза в формировании олигоценовых руд (351).— IV. Особенности вещественного состава олигоценовых руд сравнительно с современными (353).— V. Геохимические аналоги олигоценовых руд среди марганцовых месторождений СССР (356).	
Глава V. Механизм формирования олигоценовых руд юга СССР	361

Часть III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО МАРГАНЦЕВОРУДНОГО ПРОЦЕССА И ЕГО СПЕЦИФИКА! СРАВНИТЕЛЬНО С ДРУГИМИ ТИПАМИ МАРГАНЦЕНАКОПЛЕНИЯ

I. Основные черты геологии достоверных вулканогенно-осадочных руд (397).— II. Геохимические черты марганцовых руд, связанных с единичными вулканами или небольшими их группами (401). III. Геохимические черты марганцовых руд, связанных с региональными зонами эксплзивного и эффузивного вулканизма (429).— IV. О специфике геохимии вулканогенно-осадочного марганцеворудного процесса сравнительно с другими его типами (447).	
Литература	468
Таблицы I—VI	477
Указатели	481
Предметный. Географических названий. Авторы	481

CONTENTS

Foreword	5
--------------------	---

Part one

GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF RECENT MANGANESE ACCUMULATIONS

Chapter I. Accumulation of manganese in Punus-Yarvi lake and in other lakes of the Baltic shield	7
Chapter II. Accumulation of iron and manganese in marine basins fed only by a terrigenous material	49
I. Accumulation of manganese in the Arctic basin and its marginal seas (49).— II. Accumulation of manganese in deposits of the Baltic Sea (65).— III. Accumulation of manganese in sediments of the Black Sea (82).— IV. New data in the process of the manganese ore formation in the seas of the Arctic basin, the Baltic and Black Seas (92).	
Chapter III. On a mechanism of the enrichment of pelagic oozes of the oceans with dispersed iron, manganese and the elements accompanying them	95
Chapter IV. Iron-manganese nodules in pelagic deposits of oceans, their composition and genesis	121
Chapter V. Main features of the recent manganese-ore process in lacustrine and marine basins	164

Part two

GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF OLIGOCENE ORES IN THE SOUTH OF THE USSR

Chapter I. General course of the Oligocene manganese-ore-forming process; its facial geochemical background; the position of ores in the basin sedimentation	179
I. The age of manganese ores of various deposits and the general course of the Oligocene ore formation process (179).— II. Paleogeography of the Lower Oligocene basin and material composition of deposits beyond the localities (183).— III. Facies-tectonic localization of Lower Oligocene manganese ores and their relations with non-metalliferous deposits (215).— IV. Paleogeography of the end of the Oligocene — Miocene time. Peculiarities of the facies type and composition of the Laba ores (229).— V.— On geochemical specific character of the epoch of Oligocene ore formation (239).	
Chapter II. Recent mineralogic zonation of the Lower Oligocene ores and its genesis (Beginning of the stage analysis)	241
Chapter III. Recent structure of the ore horizon of the Oligocene deposits and its genesis (Continuation of the stage analysis)	285
Chapter IV. Recent distribution of elements in the Oligocene ores and its genesis (Completion of the stage analysis)	313
I. Distribution of manganese in Oligocene ores (319).— II. Distribution of elements accompanying manganese in Oligocene ores (331).— III. On the role of various stages of lithogenesis in the formation of Oligocene ores (351).— IV. Peculiarities of the material composition of Oligocene ores as compared to recent ones (353).— V. Analogues in geochemistry of Oligocene ores among manganese deposits of the USSR. (356).	
Chapter V. Mechanism of the Oligocene ore formation in the south of the USSR	361

Part three

MAIN FEATURES OF GEOCHEMISTRY OF VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY MANGANESE-ORE-FORMING PROCESS AND ITS SPECIFIC CHARACTER AS COMPARED TO OTHER TYPES OF THE MANGANESE ACCUMULATION

I. Main features of geology of the true volcanogenic-sedimentary ores (397).— II. Geochemical properties of Mn-ores connected with the rare volcanoes or their small groups (401).— III. Geochemical properties of Mn-ores, connected with regional zones of the explosive and effusive volcanism (429).— IV. On a specific character of geochemistry of a volcano-sedimentary manganese-ore-forming process as compared to its other types (447).	
Bibliography	468
Plates I—VI	477
Subject index. Index of geographical terms. Index of authors cited	481

*Николай Михайлович Страхов,
Лазарь Ефимович Штеренберг,
Валерий Васильевич Калининко,
Евгения Степановна Тихомирова*

**Геохимия осадочного
марганцеворудного процесса**

*

*Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *А. В. Астрова*
Художник *Н. А. Зорин*
Технический редактор *А. П. Ефимова*

Сдано в набор 7/II-1968 г. Т-10684.

Подп. печ. 29/VII 1968 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографск. № 1.
Печ. л. 31+9 вклеек (2 п. л.) Усл. печ. л.
43,4+9 вкл. Уч.-изд. л. 44,6. Тираж 1500 экз.

Тип. зак. 204.

Цена 3 р. 70 к.

Издательство «Наука»

Москва К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука».
Москва Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
109	Табл. 55, шапка, последняя графа	G	Ga
170	10 снизу	фиг. 77, в	фиг. 78, в
174	Подпись под фиг. 79	окислятельности	окисленности
267	4 снизу	Тонкосернистая	Тонкозернистая
418	Табл. 137	Отношения . . . и вмещающей	Отношения к вмещающей

Н. М. Страхов

