

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

3

1991

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Свальнов В.Н., Ляпин А.Б., Новикова З.Т.</i> Марганцевые микроконкреции. Сообщение 1. Общая характеристика и распределение в пелагических осадках	3
<i>Красовский К.С.</i> Геохимическая классификация железомарганцевых и железофосфатных мелководных конкреционных отложений Мирового океана	21
<i>Кураленко Н.П., Хвост Т.В.</i> Конвективные дислокации в турбидитах богачевской и тюшевской серий Восточной Камчатки	31
<i>Перес Ф.С.</i> Кремнисто-карбонатные породы верхнего мела юго-запада СССР и перспектива их практического использования	42
<i>Чумаков Н.М., Красильников С.С.</i> Литологические особенности рифейских тиллоидов Уринского поднятия (р. Лена)	58
<i>Кулешов В.Н., Зайцев Н.С., Осокин П.В., Доржнамжаа Д., Очир Л.</i> Происхождение карбонатного вещества в фосфоритах Хубсугульского фосфоритоносного бассейна МНР (по данным изотопного состава углерода и кислорода)	79
<i>Ерошев-Шак В.А., Букин А.С., Черкашин В.И.</i> Каолиниты современных гидротермалитов и гидротермальных озер и их структурные особенности	89
<i>Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Чичуа И.Б., Котина Р.П., Клыгина И.А.</i> Метаморфическая эволюция гидротермально-осадочных геохимических аномалий	107

Краткие сообщения

<i>Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чухланцева В.Я.</i> Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь)	122
<i>Сливко Е.М., Паранько И.С.; Малюк Б.И.</i> Геология и условия формирования докембрийских конгломератов Белоковорвичско-Овручской системы депрессий (северо-западная часть Украинского щита)	132
Академику АН АзССР Ш.Ф. Мехтиеву — 80 лет	142

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

3

MAY-JUNE

1991

CONTENTS

<i>Sval'nov V.N., Lyapkin A.B., Novikova Z.T.</i> Manganese micronodules. Communication 1. General characteristics and distribution in pelagic sediments	3
<i>Krasovsky K.S.</i> Geochemical classification of ferromanganese and ferrophosphatic shallow-water nodules deposited in World Ocean	21
<i>Kuralenko N.P., Khvost T.V.</i> Convective dislocations in the turbidites of the Bogachev and Tyushev series of Eastern Kamchatka	31
<i>Peres F.S.</i> Siliceous-carbonate Upper Cretaceous rocks of the southwestern USSR and prospects for their utilization	42
<i>Chumakov N.M., Krasilnikov S.S.</i> Specific lithological properties of Riphean tilloids of the Urinsky uplift (R. Lena)	58
<i>Kuleshov B.N., Zaitsev N.S., Osokin P.V., Dorzhnamzhaa D., Ochir L.</i> The carbonate matter origin in phosphorites of the Khubsugulsky phosphorite-bearing basin (MPR) from data on isotopic composition of hydrogen and oxygen	79
<i>Eroshchev-Shak V.A., Bukin A.S., Cherkashin V.I.</i> Structural peculiarities of kaolinites of recent hydrothermalites and hydrothermal lakes	89
<i>Zhabin A.G., Samsonova N.S., Chichua I.B., Kotina P.N., Klygina I.A.</i> Metamorphic evolution of hydrothermal-sedimentary geochemical anomalies	107
<i>In brief</i>	
<i>Zubkov M.Yu., Dvorak S.V., Romanov E.A., Chukhlantseva V.Ya.</i> Hydrothermal processes in the Sherkalinsky member of the Talin deposit (West Siberia)	122
<i>Slivko E.M., Paran'ko I.S., Malyuk B.I.</i> Geology and setting of Precambrian conglomerates in the Belokorovich-Ovruch system of depressions (the northwestern Ukrainian shield) . . .	132
Sh.F. Mekhtiev, Academician of the AsSSR Acad. Sci. (on his 80th birthday)	142

УДК 553.32:552.124.4

© 1991

Свальнов В.Н., Ляпин А.Б., Новикова З.Т.

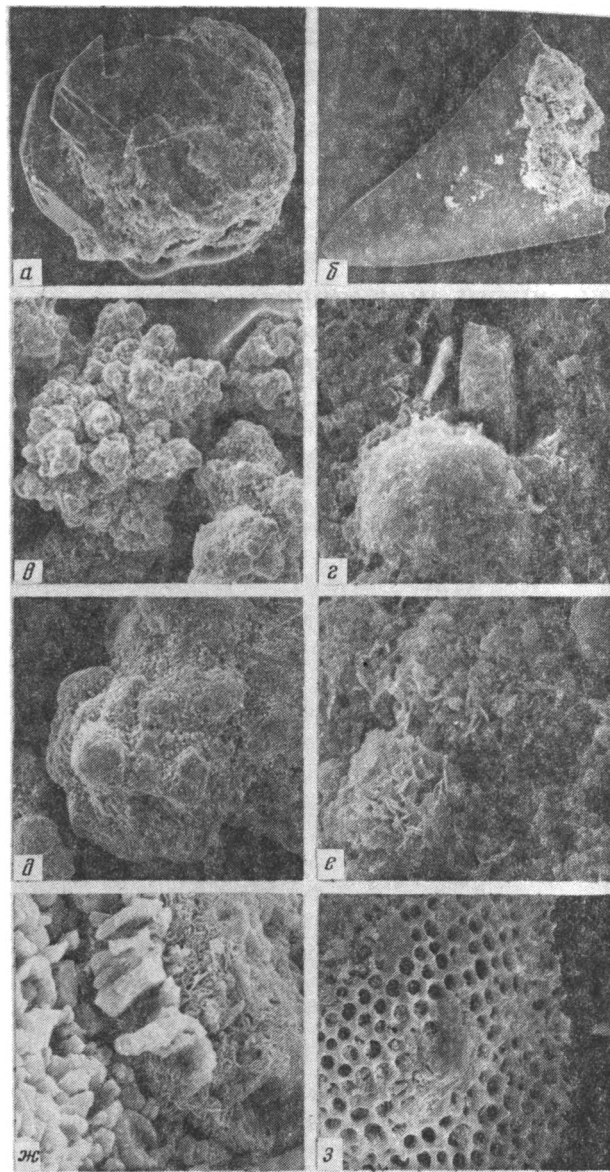
МАРГАНЦЕВЫЕ МИКРОКОНКРЕЦИИ. СООБЩЕНИЕ 1.
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ
В ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОСАДКАХ

Приведены результаты микроскопического изучения марганцевых микроконкреций, извлеченных из пелагических осадков ряда районов Индийского и Тихого океанов. Показано многообразие их форм, размеров и внутреннего строения. Выявлены некоторые закономерности распределения рудных микростяжений в разрезах и на площади в зависимости от типов осадков и условий седиментации.

К микроконкрециям (МК) отнесены разнообразные по форме сингенетические массивные и концентрически-слоистые аутигенные рудные стяжения, образованные вблизи раздела вода—дно. Размер их варьирует от исчезающе малых величин до 2–3 мм. Все возрастающий интерес к ним обусловлен тем, что МК являются потенциальным источником марганца и ряда малых элементов, служат надежным критерием перерывов седиментации [11, 30], позволяют судить о диагенетических процессах и относительных изменениях скоростей осадконакопления, используются при выделении минералогических провинций [8, 19]. В частности, выявлено [6, 8–10, 16–18, 27, 40, 41, 43], что с уменьшением темпов седиментации количество МК в пелагических осадках возрастает. Для каждого типа осадка эта величина и состав МК колеблются в широких, но определенных пределах и зависят от конкретных условий: рельефа дна, глубины, скорости придонных течений, тектонического режима, интенсивности поступления рудного вещества и т.д. [1–8, 10, 13, 14, 16, 18, 20, 22–29, 31, 33–43]. По сравнению с железомарганцевыми конкрециями МК имеют краткую историю формирования, поэтому их состав, вероятно, наиболее адекватен параметрам среды.

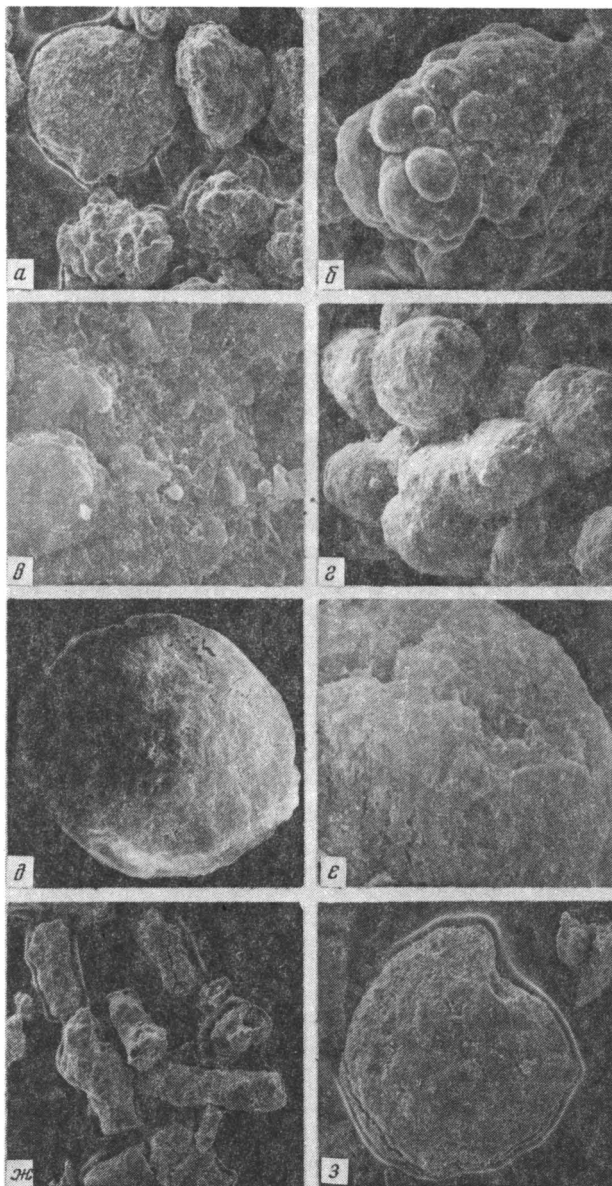
Как один из компонентов пелагических осадков марганцевые микроконкреции известны давно [32], однако систематическое изучение распределения их в поверхностном слое и в разрезах осадков было начато В.П. Петелиным примерно 30 лет назад. Несколько позднее стали появляться данные о внутреннем строении, минеральном и химическом составе МК. К. Мацумото обнаружил микрочастицы марганца в морской и речной воде [40] и разделил их на три морфологических типа: игловидные (*needle like*), подобные морским ежам (*sea urchin like*), гранулярные (*granular*). Размер частиц соответственно варьирует в пределах 10–30, 20–400 и 10–1000 мкм. При этом в речной воде встречены только гранулярные частицы, а в морской — частицы трех типов. Полагают [40], что только гранулярные частицы можно идентифицировать с МК в пелагических осадках. Детальное опробование дючерпательных монолитов [18] свидетельствует о наличии МК уже в самой верхней (1–2 мм) пленке полужидкого ила. Встречаются они и ниже по разрезу всех типов пелагических осадков.

В настоящем сообщении обсуждаются закономерности распределения МК в поверхностном (0–5 см) слое и разрезах осадков в зависимости от масштаба проведенных геологических исследований и вещественно-генетических типов отложений. Для основных разновидностей пелагических осадков опреде-

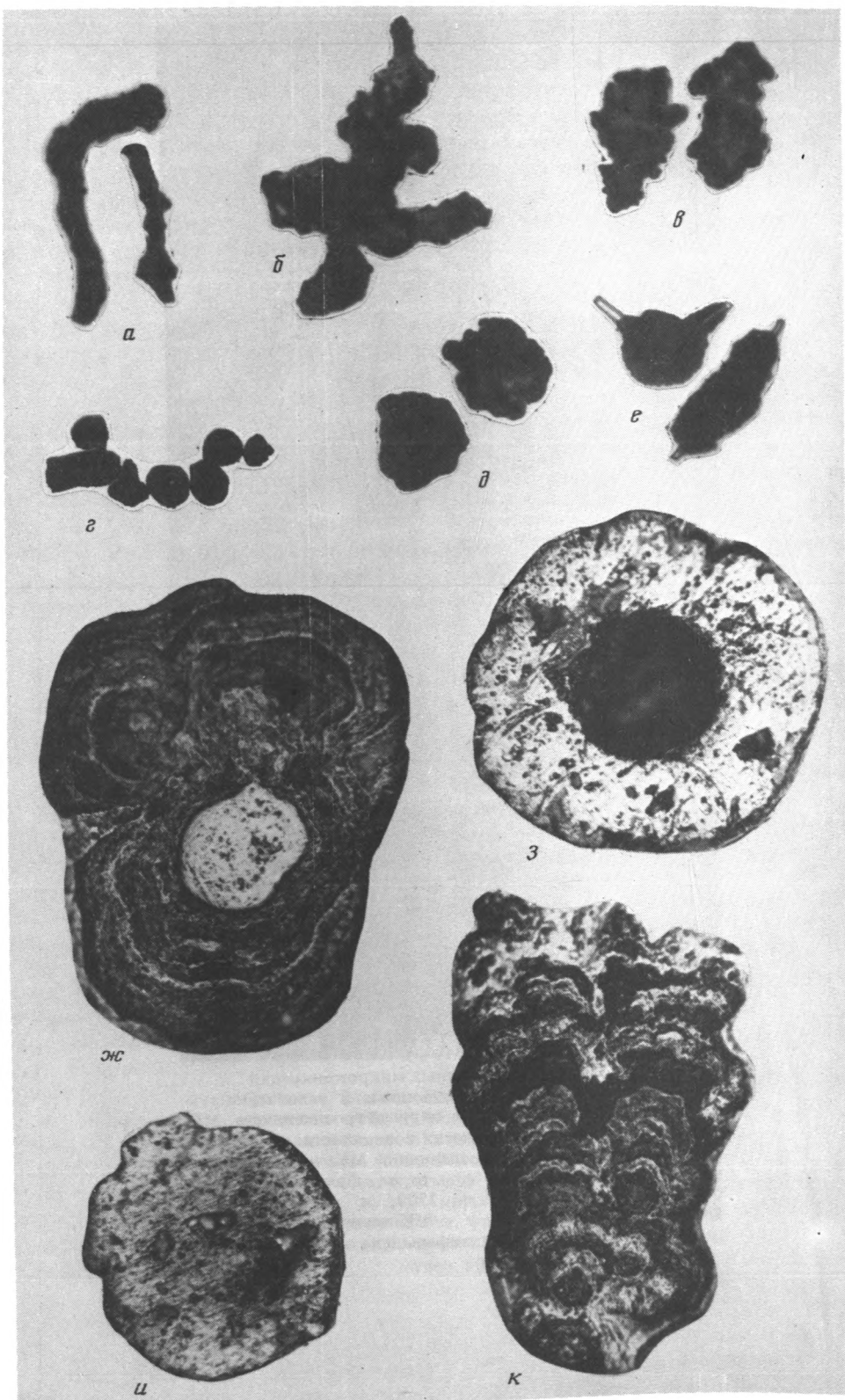


Фиг. 1. Форма и состав ядер марганцевых микроконкреций (МК)

a – обрастание плагиоклаза рудной корочкой, увел. 70;
б – обрастание зуба рудной корочкой, увел. 80; *в* –
 угловато-гроздевидные МК, увел. 50; *г* – то же, фрагмент
 поверхности, увел. 1500; *д* – округло-гроздевидная МК,
 увел. 50; *е* – то же, фрагмент поверхности, увел. 1000;
ж – обрастание рудной корочкой внутренней полости
 планктонной фораминиферы, увел. 1500; *з* – начальная
 стадия обрастания рудным веществом скелета радиолярии,
 увел. 500



Фиг. 2. Форма марганцевых микроконкреций
а – округлые, округло-гроздевидные и угловато-округлые МК, увел. 50; **б** – округло-гроздевидная МК, увел. 150; **в** – то же, фрагмент поверхности, увел. 1500; **г** – фрагмент округло-гроздевидной МК, увел. 25; **д** – округлая МК, увел. 500; **е** – то же, фрагмент корродированной поверхности, увел. 2500; **ж** – МК наследуют форму полихет, увел. 50; **з** – МК наследует форму бентосной фораминиферы, увел. 70



лены число и масса МК в 1 см^3 ила естественной влажности, а также весовой вклад их во фракцию более 0,05 мм.

Исходным материалом послужили пробы глубоководных осадков, собранные дночерпателями и прямоточными трубками в восточной части Индийского океана [10, 16, 18] и в северной приэкваториальной зоне Тихого океана [9, 12, 13, 16]. Обычно подсчет МК песчано-алевритового размера проводят под биноклем или в иммерсионных препаратах под микроскопом (фракция 0,1–0,05 мм). Для выделения этих фракций путем водной отмывки и расситовки используют как влажный, так и сухой осадок определенной массы или заданного объема. После отбора МК оценивается их абсолютная масса по отношению к осадку и продуктивность [2, 21]. Часто результаты подсчета МК соотносят с типами осадков, формами рельефа, глубиной океана и т.д. [17, 30, 42, 43]. Нами в основу работы положены результаты иммерсионного анализа фракции 0,1–0,05 мм, а также изучение под биноклем микроконкреций крупнее 0,05 мм, содержащихся в пробе осадка объемом 50 или 8 см^3 . В первом случае мощность опробованного горизонта составляла 4 см, во втором – 2,5 см. После промывки осадка через капроновый газ (ячейка около 0,05 мм) оставшуюся фракцию высушивали при температуре 105 °С и взвешивали ($P_{\text{фр}}$). Микроконкреции отбирали под биноклем, подсчитывая их количество (N), и также взвешивали ($P_{\text{МК}}$). Полученные результаты пересчитывали на 1 см^3 влажного осадка, определяли среднюю массу единичной МК ($P' = P_{\text{МК}}/N$) и весовой вклад МК во фракцию более 0,05 мм ($A = P_{\text{МК}}/P_{\text{фр}} \cdot 100\%$). Кроме того, полированные шлифы и препараты микроконкреций были исследованы под электронным сканирующим микроскопом.

В изученных образцах ядром МК служит любой твердый субстрат: зубы и кости морских организмов, обломки минералов, фрагменты радиолярий, диатомей, фораминифер, полихет, спикеры губок, глинистые и цеолитово-глинистые комочки (фиг. 1–3). Иногда видимое ядро не проявлено. Поскольку ядра часто определяют габитус МК, последние можно разделить на биоморфные – округлые, округло-удлиненные, уплощенно-округлые, угловато-округлые (см. фиг. 1, б, ж, з; 2, ж, з; 3, а, е, з); кристалломорфные – округло-угловатые, изометричные (см. фиг. 1, а) и литоморфные – округлые, гроздевидные (объемные дендриты), бугристые, угловато-округлые, изометричные (см. фиг. 1, в–е; 2, а–е; 3, б–д, ж–к). Наиболее часто биоморфные МК встречаются в биогенных известковых и кремнисто-глинистых илах, а литоморфные – в пелагических глинах. Внутреннее строение МК концентрически-слоистое, столбчато-дендритовидное, реже массивное (см. фиг. 3, ж–к); поверхность их шероховатая матовая или искристая, иногда гладкая блестящая; цвет варьирует от черного до черно-бурого.

Мелкомасштабные исследования в восточной части Индийского океана показали [10, 16], что в крупноалевритовой фракции осадков поверхностного слоя количество МК колеблется в широких пределах – от единичных зерен до 30%. В гемипелагических илах МК обычно не встречаются, однако в зоне перехода к миопелагическим отложениям содержание их местами резко возрастает (10–30%). В распределении МК в пелагической области связь с типами осадков проявлена очень слабо. Исключение составляют относительно древние эпипелагические глины, для которых характерно устойчиво повышенное (4–8%) количество МК. Отсутствие явных закономерностей в распределении

←

Фиг. 3. Форма и внутреннее строение марганцевых микроконкреций

а – МК наследуют форму полихет; б – дендритовидная МК; в – угловато-гроздевидные МК; г – округлые и угловато-округлые МК; д – округло-бугристые МК; е – обрастание рудным веществом фрагментов радиолярий; ж – концентрически-слоистая МК; з, и – массивные МК; к – слоистость гроздевидной МК (а–е – увел. 60; ж–к – увел. 240)

МК в поверхностном слое пелагических осадков восточной части Индийского океана [10, 16] обусловлено, вероятно, редкой сетью опробования и заметными локальными вариациями содержаний МК в пределах каждого типа осадка.

Исследования сходного масштаба, выполненные в Тихом океане, свидетельствуют [8], что МК тяготеют к пелагическим осадкам, характеризующимся низкими скоростями седиментации. В больших количествах (до 60–90% тяжелой подфракции песка и крупного алеврита) они встречаются главным образом в красных глубоководных глинах, в известковых осадках их меньше, и распределены они, по мнению указанных авторов, не так широко.

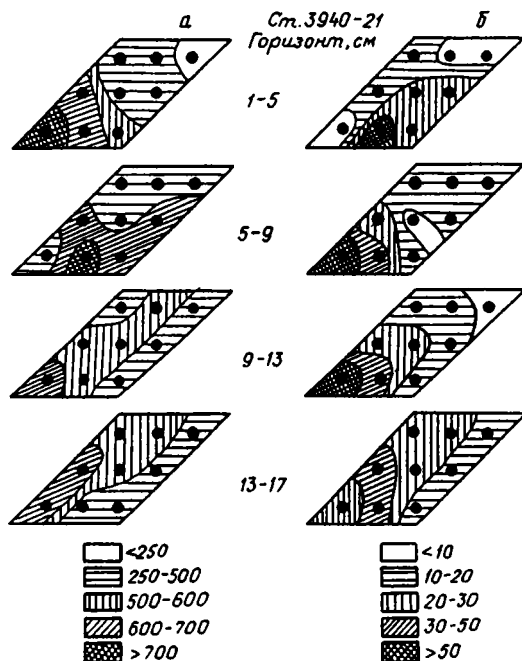
Картина распределения МК в поверхностном слое пелагических осадков несколько проясняется при переходе к более крупномасштабным исследованиям на геологических полигонах. В частности, на ряде полигонов в Индийском океане обнаружено [10, 16], что распределение МК контролируется составом осадков, морфологией дна и локальными условиями седиментаций (обстановки размыва и переотложения осадочного материала, включая МК). Намечается обратная зависимость между скоростью накопления осадков и количеством МК.

Полигонные геологические работы в Тихом океане позволили выявить связи содержаний МК с типами пелагических осадков, скоростями седиментации, гранулометрическим составом отложений, формами рельефа, правда, не всегда однозначные [16, 27, 40–43]. Сопоставление данных по исследованным полигонам, расположенным в северной приэкваториальной зоне Тихого океана примерно на 10° с.ш., показало [16], что, несмотря на значительные вариации в пределах каждого типа осадка, средние содержания МК в одинаковых осадках увеличиваются по мере приближения к Восточно-Тихоокеанскому поднятию (от $175^{\circ}08'$ до $146^{\circ}26'$ з.д.). Сходная тенденция выявлена и на профиле от Таити до ВТП [37], где допускается влияние эндогенного источника рудных компонентов.

Характерную для пелагических МК сильную изменчивость концентраций в одном типе осадка можно проследить на примере монолита ($12 \times 12 \times 17$ см) однородной мiopелагической глины, полученной дночерпателем на ст. 3940-21 ($20^{\circ}03'$ с.ш., $126^{\circ}01'$ з.д.) с глубины 4660 м. На поверхности глины залегают многочисленные мелкие железомарганцевые конкреции. Непрерывное опробование монолита проведено кольцом $\phi 4$ см, объем каждой пробы составлял 50 см^3 . В пробе подсчитывалось число МК крупнее $0,05 \text{ мм}$ и оценивался вклад их в эту фракцию. В результате выявлено (фиг. 4), что в слое 1–5 см число МК в пробе 50 см^3 колеблется от 18 до 770, а вклад — от 6,3 до 45%. Оба параметра свидетельствуют о крайне неравномерном распределении МК в пределах площадки $12 \times 12 \text{ см}$.

Поскольку явных признаков биотурбации в монолите не обнаружено, можно было бы предположить, что наблюдаемая картина распределения связана с загрязнением проб в результате разрушения верхнего слоя железомарганцевых макроконкреций. Однако мозаичное распределение МК и в нижележащих горизонтах не оставляет места для подобных сомнений. Таким образом, следует признать изначальную неравномерность процессов формирования и концентрирования МК в осадках, обусловленную, вероятно, изменчивостью темпов поступления и механизмов осаждения рудных компонентов, а также воздействием придонных течений на перераспределение МК в полужидкой пленке осадков.

Анализ возможностей разномасштабного изучения распределения МК в поверхностном слое осадков нескольких районов Индийского и Тихого океанов свидетельствует о довольно высокой информативности этого аутигенного компонента пелагических илов. Формируясь вблизи раздела вода — дно, МК вполне адекватно отражают разнообразие условий седиментации. Мелкомасштабное распределение МК позволяет судить об основных типах осадков региона, оценивать относительные изменения скоростей седиментации, выде-



Фиг. 4. Число микроконкреций (а) и вклад их (в вес. %) во фракцию более 0,05 мм (б) миопелагических глин (ст. 3940-21)

лять минералогические провинции. При среднемасштабных (полигонных) исследованиях количество МК дает возможность оконтуривать зоны размыва и переотложения осадочного материала. В их распределении более отчетливо проявляются литологический контроль, связь с формами рельефа и глубиной, региональные особенности поступления рудного вещества.

Локальные микроусловия седиментации проявляются только при крупномасштабных исследованиях. Такие работы сопряжены с большими временными затратами, но резко повышают достоверность результатов. А это очень важно при изучении аутигенного минералообразования в пелагических областях. Рассмотренный выше пример неравномерного распределения МК на маленькой площади (см. фиг. 4) позволяет усомниться в их классически диагенетическом формировании (на ранней стадии диагенеза распределение равномерное). Вероятно, следует отдать предпочтение случайным процессам и явлениям на стадии седиментогенеза — поступлению биогенного и рудного вещества, течениям и т.д. На этом же примере видно, насколько недостоверны широко используемые построения на основе мелкомасштабных оценок так называемых *абсолютных масс* различных компонентов осадков.

В общем случае наибольшее число МК встречается в эвпелагических и миопелагических глинах, меньше их, как правило, в кремнисто-глинистых, глинисто-кремнистых и карбонатных илах. По мере приближения к источникам эндогенного вещества количество МК в однотипных осадках обычно увеличивается. Благоприятными условиями для их формирования являются, кроме того, низкие скорости седиментации, склоны поднятий, интенсивные придонные течения. С учетом этих, выявленных в поверхностном слое осадков закономерностей, авторами было изучено распределение МК в ряде опорных колонок и дночерпательных монолитов из северной приэкваториальной зоны Тихого океана (табл. 1), где широко распространены кремнисто-глинистые илы и пелагические глины.

Средние параметры распределения микроконкреций крупнее 0,05 мм

Номер станции, (глубина, м)	Координаты (в числителе с.ш., в знаме- нате — з.д.)	Число проб	Тип оса- дка*	N, 1 см ³ осадка	P _{фр} , мг	A, %	P', мкг
3830-15 (4975)	10° 01,42'	3	ГР _д	198	12,9	3,7	2,4
	140° 09,9'	2	ГР	91	11,3	1,8	2,3
3830-29 (4915)	09° 58,01'	2	ГР _д	148	13,3	1,8	1,7
	139° 56,50'	4	МПГ	128	2,9	3,4	1,4
3830-30 (4940)	09° 58,67'	3	ГР _д	65	7,8	1,9	2,2
	139° 58,40'	1	ГР	53	5,1	2,0	1,9
		3	МПГ	15	3,8	0,7	1,7
3830-49 (4965)	10° 01,33'	3	ГР _д	305	12,9	3,7	1,6
	140° 03,0'	1	ГР	183	13,3	1,5	1,1
3830-43 (5040)	09° 56,60'	1	ГР _д	118	11,5	1,3	1,3
		2	ГР	20	11,6	<0,2	—
		6	РГ	22	15,0	<0,2	—
		3	МГ _р	24	4,3	2,3	2,1
		3	МГ	130	0,7	48,1	2,4
		42	МПГ	92	<1,1	35,1(27)**	1,1(27)
3832 (4887)	12° 29,80'	3	МПГ _р	55	1,8	14,4	4,5
		1	ГР _д	168	—	—	—
		19	ГР	35	1,3 (9)	<2,8 (9)	1,4 (2)
		50	РГ	37	0,8	<8,7 (49)	2,2 (26)
3833-12 (4960)	13° 32,75'	28	МГ _р	2	0,6	<4,8	—
		2	ГР _д	21	1,1	6,7	3,1
		4	ГР	16	1,6	1,5	1,3
3833-22 (4760)	132° 59,90'	2	РГ	16	1,6	2,7	2,7
		1	ГР _д	335	5,5	11,8	1,9
		1	ГР	379	6,5	9,3	1,5
3834 (3850)	07° 40,70'	2	МГ	663	4,2	23,4	1,5
		1	МПГ	286	7,0	8,6	2,1
		5	МПГ _р	544	11,9	5,9	1,2
		4	КРО _р	276	13,9	4,7	2,7
		5	КО _р	190	13,0	4,6	3,2
		3	ФК	33	118,3	0,1	2,0
3834 (3850)	120° 46,20'	1	КФ _р	91	34,6	0,3	1,4
		3	МГ _{сн}	252	4,2	9,8	1,5
		3	МГ	808	3,9	22,8	1,1
		7	ЦГ	13290	38,7	73,4	2,2
		12	МПГ	3148	6,6 (16)	70,0	1,2
		12	КО	1869	9,4	29,9	1,2
		3	ФКО	929	32,0	5,9	2,7
		7	КФО	163	118,1	1,0	6,8

Таблица 1 (продолжение)

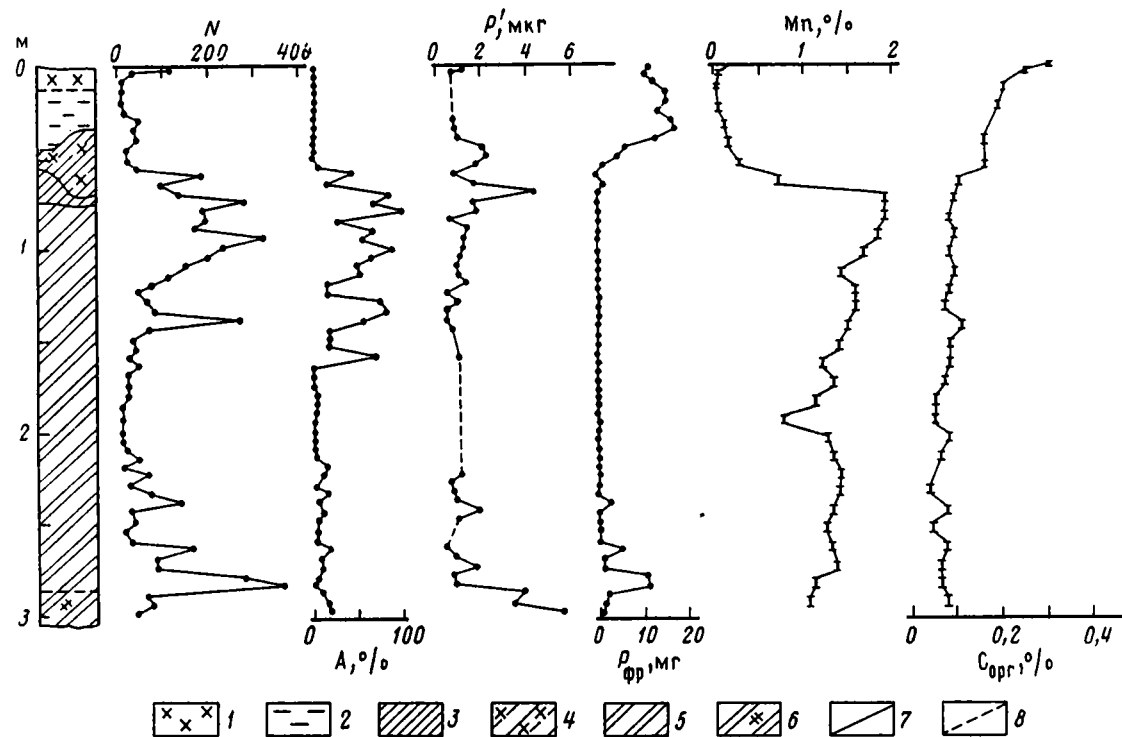
Номер станции, (глубина, м)	Координаты (в числителе с.ш., в знаменателе — з.д.)	Число проб	Тип осад- ка*	N , 1 см ³ осадка	$P_{фр}$, мг	A , %	P' , мкг
3836 (4210)	07° 22,60' 114° 31,90'	2	КФ _р	96	14,0	1,5	2,2
		1	ГИ _д	203	3,4	5,6	0,9
		16	ФК _р	163	16,1	1,5	0,6
		15	ГИ _р	206	5,3	3,4	0,7
		18	ГР _{си}	204	3,1	6,2	0,8
		8	ГР _{д, си}	128	3,0	4,3	0,8
		4	ФК	110	16,2	0,4	0,6
		1	ГР	198	3,1	4,9	0,8
3940-13 (4565)	19° 58,00'	20	МГ	8	0,05	21,0	1,3
	120° 02,40'						
3940-21 (4660)	20° 02,98'	39	"	10	0,07	19,0	1,3
	126° 00,90'						

*Плиоцен-плейстоценовые илы: ГР — глинисто-радиоляриевый; ГР_д — то же, обогащенный диатомеями; ГР_{д, си} — то же, слабоизвестковистый; ФК — фораминиферо-кокколито-вый; ФК_р — то же, обогащенный радиоляриями; КФ_р — кокколито-фораминиферовый, обогащенный радиоляриями; ГИ_д — глинисто-известковый, обогащенный диатомеями; ГИ_р — то же, обогащенный радиоляриями; МГ — миопелагическая глина; МГ_р — то же, обогащенная радиоляриями; МГ_{си} — то же, слабоизвестковистая. Доплиоценовые осадки: КРО — кокколито-радиоляриевый; КО_р — кокколито-ый, обогащенный радиоляриями; ФКО — фораминиферо-кокколито-ый; КФО — кокколито-фораминиферовый; ЦГ — цеолито-во-глинистый; МПГ — миопелагическая глина; МПГ_р — то же, обогащенная радиоляриями.

**В скобках — число определений.

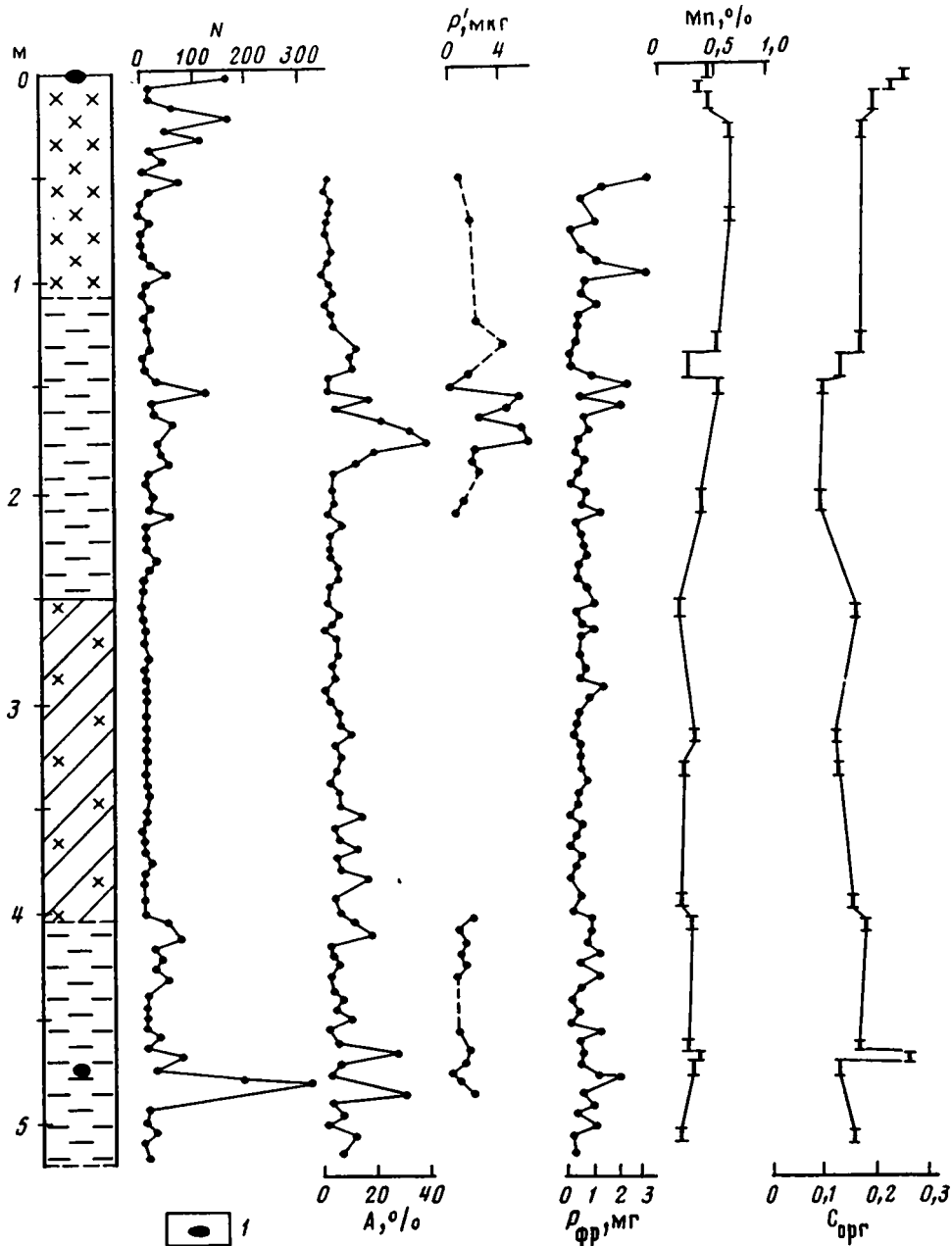
Опробование разрезов выполнено с интервалом 2,5 см или непрерывно, исходный объем пробы осадка составил 8 см³. Количество МК крупнее 0,05 мм в таком объеме (N) колеблется в очень широких пределах — от 0 до 200850, а вклад их во фракцию (A) — от 0 до 100%. Пересчет на 1 см³ (минимальный представительный объем осадка) показал, что вариации названных параметров и средней массы единичной МК (P') в пределах одного типа осадка также существенны, однако позволяют различать осадки иного состава.

На ст. 3830-43 (фиг. 5) вскрыты миоценовые миопелагические глины, перекрытые по резкой границе перерыва плейстоценовыми миопелагическими глинами, радиоляриево-глинистыми и глинисто-радиоляриевыми илами. Количество МК в 1 см³ осадка варьирует в пределах 0—361, а вклад во фракцию крупнее 0,05 мм — от 0 до 100%. Повышенные значения параметров N и A характерны для миопелагических глин, однако экстремумы их часто не совпадают, что может быть связано с неравномерным становлением благоприятных условий образования МК. В одних случаях (при интенсивных придонных течениях) из осадков вымывается более мелкий материал и песчано-алевритовая фракция механически обогащается относительно крупными МК (растет A , но уменьшается N), в других (слабые придонные течения) в осадках накапливается множество мелких МК при низком суммарном вкладе. Вблизи перерыва между плейстоценовыми и миоценовыми миопелагическими глинами возрастают (относительно фона) не только величины N и A , но и концентрация Мп, а также масса единичной МК (P'), однако в распределении фракции в целом ($P_{фр}$) перерыв не проявлен. Повышенные значения $P_{фр}$ наблюдаются



Фиг. 5. Распределение микроконкреций на ст. 3830-43

1-4 - плейстоценовые отложения (1 - глинисто-радиоляриевый ил, в верхах разреза обогащенный диатомеями, 2 - радиоляриево-глинистый ил, 3 - миоценовая миоценовая глина, 4 - то же, обогащенная радиоляриями); 5 - миоценовая миоценовая глина; 6 - то же, обогащенная радиоляриями; 7, 8 - границы раздела (7 - резкая, 8 - постепенная)



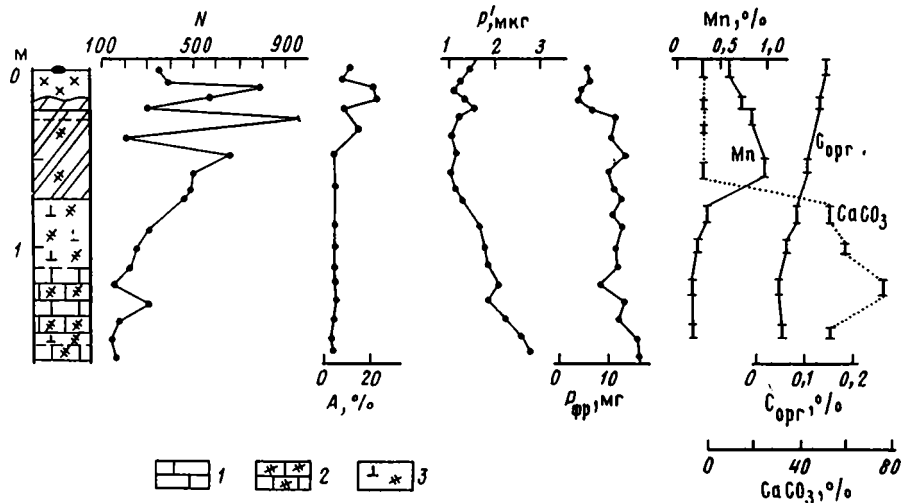
Фиг. 6. Распределение микроконкреций на ст. 3832

1 – железомарганцевая конкреция. Остальные условные обозначения см. на фиг. 5

в кремнисто-глинистых илах, что обусловлено большой примесью в них скелетов радиолярий.

Вариации численности МК слабо отражены в валовых содержаниях Mn и C_{org} , что свидетельствует о независимости формирования МК от химического состава вмещающих осадков. Судя по распределению МК, возможны скрытые перерывы в интервалах 125–140 и 275–285 см.

Колонка ст. 3832 (фиг. 6) представлена плейстоценовыми глинисто-радиоляриевыми и радиоляриево-глинистыми илами, а также миоценовыми гли-

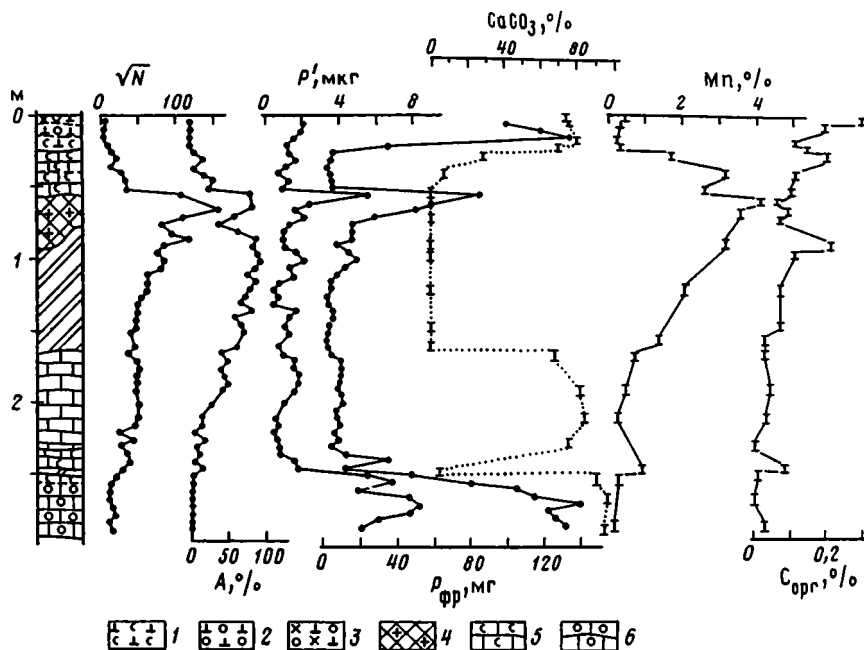


Фиг. 7. Распределение микроконкреций на ст. 3833-22
Доплиоценовые осадки: 1 — кокколитовые, 2 — то же, обогащенные радиоляриями, 3 — кокколито-радиоляриевые. Остальные условные обозначения см. на фиг. 5

нами, обогащенными радиоляриями. Последние характеризуются устойчиво низкими величинами N , $P_{\text{фр}}$, P' , но заметными вариациями вклада (A). В кремнисто-глинистых илах N и A изменяются в широких пределах, а экстремумы их, как правило, не совпадают. Формированию погребенной макроконкреции предшествовало резкое обогащение радиоляриевого-глинистых илов микроконкрециями. Поведение Mn и $C_{\text{орг}}$ в основном отражает смену типов осадков и практически индифферентно к распределению МК. Скрытые перерывы седиментации возможны в интервалах 150–180 и 465–480 см, где величины N , A и P' достигают относительных максимумов.

На ст. 3833-22 (фиг. 7) разрез представлен раннемиоценовыми (кремнисто-известковыми осадками, миопелагическими глинами) и плейстоценовыми (глинисто-радиоляриевыми илами, миопелагическими глинами), отложениями, разделенными границей перерыва. Осадки в целом отличаются сильно изменчивыми содержаниями МК, что вполне естественно при столь сокращенном миоцен-плейстоценовом разрезе. Вблизи границы перерыва наблюдается относительное уменьшение A на фоне роста N и P' . Распределение CaCO_3 , $C_{\text{орг}}$ и Mn обусловлено литологическими сменами в разрезе.

Колонка ст. 3834 (фиг. 8) сложена олигоцен-миоценовыми карбонатными отложениями, миопелагическими глинами и цеолитово-глинистыми осадками, перекрытыми по резкой границе перерыва плейстоценовыми миопелагическими глинами и кремнисто-известковыми илами. Древние отложения характеризуются высокой, но сильно изменчивой численностью микроконкреций и заметным вкладом. Перерыв на глубине 55 см подчеркивается видимыми скоплениями МК, ростом валовых содержаний Mn , величин $P_{\text{фр}}$, P' и A . В интервале 245–250 см наблюдается, кроме того, практически полное растворение фораминифер и кокколитофорид ($P_{\text{фр}}$ резко уменьшилось). Численность МК в древних карбонатных осадках прямо зависит от степени растворения биоконпонентов, т.е. прослеживается пассивное обогащение фракции более 0,05 мм микроконкрециями, высвобождающимися после растворения их носителей — раковинок планктонных фораминифер. Ослабление степени растворения вниз по разрезу фораминифер отчетливо проявилось в нарастании карбонатности осадков, P' и $P_{\text{фр}}$ на фоне уменьшения N .

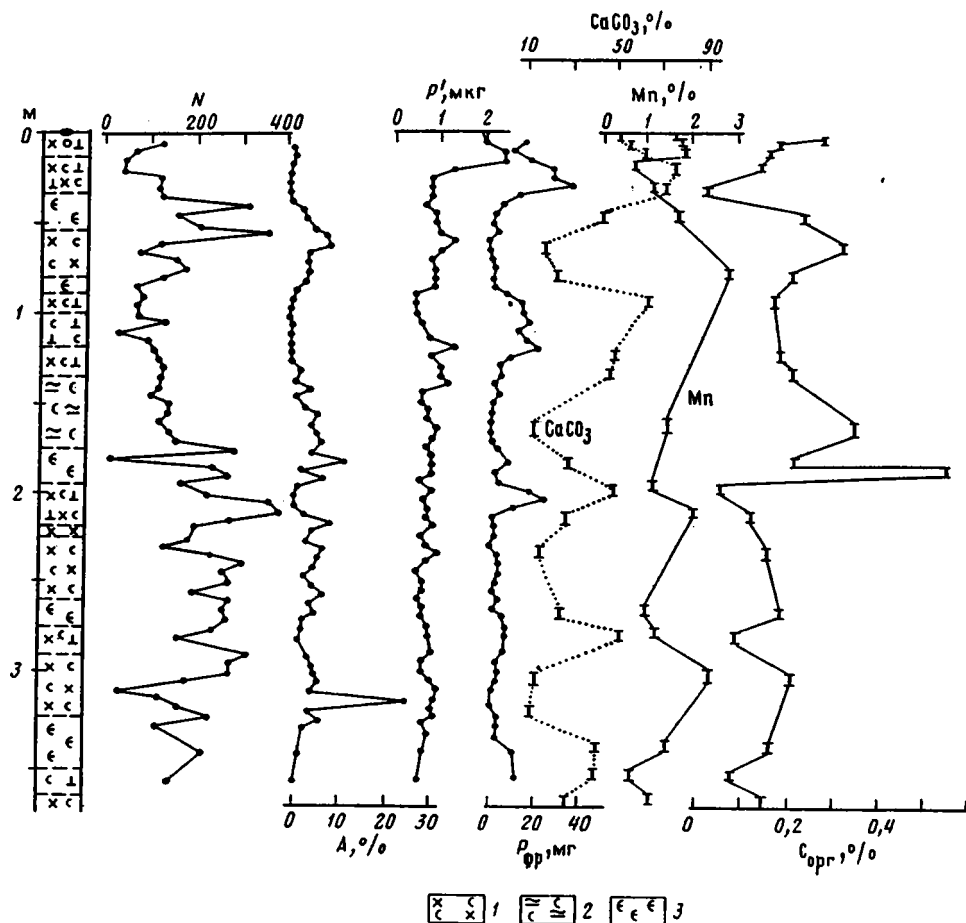


Фиг. 8. Распределение микроконкреций на ст. 3834

1–3 – плейстоценовые илы (1 – фораминиферо-кокколитоидный, 2 – кокколитоидно-фораминиферный, 3 – то же, обогащенный радиоляриями); 4–6 – доплиоценовые осадки (4 – цеолитово-глинистые, 5 – фораминиферо-кокколитоидные, 6 – кокколитоидно-фораминиферные). Остальные условные обозначения см. на фиг. 5 и 7

На ст. 3836 (фиг. 9) вскрыт разрез ритмично чередующихся плейстоценовых известковых, кремнисто-известковых и кремнисто-глинистых илов. При сильно изменчивых N и A намечается рост этих параметров по мере уменьшения карбонатности осадков, хотя экстремумы их совпадают лишь изредка, а положение экстремумов слабо контролируется распределением марганца. Повышенные значения P' характерны только для самой верхней части колонки. Наблюдается прямая графическая корреляция CaCO_3 с $P_{\text{ФР}}$ и обратная – с $S_{\text{орг}}$. Представляется вероятным, что на распределении МК сказались прежде всего вариации скоростей седиментации, обусловленные как изменениями продуктивности планктона, так и степенью растворения известковых скелетов в периоды плейстоценовых оледенений и межледниковий.

Непрерывное опробование дночерпательных монолитов также свидетельствует о значительной изменчивости основных параметров распределения МК не только на разных станциях, но и в однотипных осадках каждого маломощного (до 21 см) разреза (табл. 2; см табл. 1). На станциях 3830-15, -29, -30, -49 и 3833-12 поверхностный слой представлен глинисто-радиоляриевыми илами, обогащенными диатомеями. Ниже по разрезу кремнистость осадков постепенно уменьшается, а на станциях 3830-29 и -30 кремнисто-глинистые илы перекрывают по резкой границе перерыва миоценовые миопелагические глины. На ст. 3940-13 и -21 вскрыты только однородные плейстоценовые миопелагические глины. В среднем для них характерна низкая численность МК при значительных (до 31,2%) величинах A . В миоценовых миопелагических глинах МК заметно больше и распределены они неравномерно. Стабильно повышенная, но изменчивая численность МК выявлена в кремнисто-глинистых илах. При этом относительно более крупными (и тяжелыми) оказались МК из гли-



Фиг. 9. Распределение микроконкреций на ст. 3836

Плейстоценовый ил: 1 — глинисто-радиоляриевый слабоизвестковый, 2 — то же, обогащенный диатомеями, 3 — глинисто-известковый, обогащенный радиоляриями. Остальные условные обозначения см. на фиг. 5 и 8

нисто-радиоляриевых илов, обогащенных диатомеями, которые непосредственно контактируют с придонной водой.

Рассмотренные выше примеры далеко не исчерпывают всего разнообразия седиментологических ситуаций в области пелагического литогенеза, однако позволяют утверждать, что распределение МК в разрезах и на площади в основном контролируется изначальными условиями их формирования вблизи раздела вода—дно и практически не зависит от поведения марганца на этапе раннего диагенеза. Резкое увеличение численности или вклада МК в литологически однородной толще осадков служит надежным критерием замедления темпов седиментации и перерывов.

О высокой чувствительности МК к изменениям условий осадкообразования свидетельствует не только распределение их в разрезах, но и средние параметры (N , $P_{фр}$, A , P') в каждом типе осадка (см. табл. 1). От станции к станции среднее количество МК в 1 см^3 глинисто-радиоляриевых илов, обогащенных диатомеями, колеблется в пределах 21–335, вклад их во фракцию крупнее 0,05 мм составляет 1,3–11,8%, а средняя масса единичной МК — 0,8–3,1 мкг. В глинисто-радиоляриевых илах N варьирует от 16 до 379, A — в пределах

Распределение микроконкреций крупнее 0,05 мм в дночерпательных монолитах

Номер станции	Горизонт, см	Тип осадка*	N, 1 см ² осадка	P _{фр} , мг	A, %	P', мкг
3830-15	0-2,5	ГР _д	229	13,3	4,5	2,6
	2,5-5,0	"	228	14,6	3,9	2,5
	5,0-7,5	ГР _д + ГР	135	10,7	2,8	2,2
	7,5-10,0	ГР	132	12,3	2,4	2,3
	10,0-12,5	"	50	10,3	1,1	2,3
3830-29	0-2,5	ГР _д	159	15,0	1,8	1,7
	2,5-5,0	"	136	11,5	1,8	1,6
	5,0-7,5	МППГ	16	2,8	1,4	2,4
	7,5-10,0	"	15	1,5	1,7	1,7
	10,0-12,5	"	78	3,7	1,3	0,6
	12,5-15,0	"	402	3,5	9,3	0,8
3830-30	0-2,5	ГР _д	64	7,7	1,9	2,3
	2,5-5,0	"	68	8,1	1,9	2,2
	5,0-7,5	ГР	53	5,1	2,0	1,9
	7,5-10,0	МППГ	14	5,5	0,5	1,9
	12,5-15,0	"	20	4,2	0,9	1,9
	15,0-17,5	"	11	1,6	0,8	1,2
3830-49	0-2,5	ГР _д	294	12,3	4,5	1,9
	2,5-5,0	"	366	13,3	4,0	1,4
	5,0-7,5	ГР _д + ГР	256	13,1	2,8	1,4
	7,5-10,0	ГР	183	13,3	1,5	1,1
3833-12	0-2,5	ГР _д	11	0,5	10,3	4,4
	2,5-5,0	"	30	1,6	3,1	1,7
	5,0-7,5	ГР	10	1,3	1,0	1,3
	7,5-10,0	"	21	1,2	2,2	1,2
	10,0-12,5	"	17	1,6	0,8	0,7
	12,5-15,0	ГР + РГ	18	2,1	1,8	2,1
	15,0-17,5	РГ	24	2,3	2,2	2,1
	17,5-20,0	"	8	0,8	3,2	3,3
3940-13	0-4 (7) *	МГ	5	0,05	18,1	1,8
	4-8 (7)	"	9	0,04	31,2	1,2
	8-12 (3)	"	11	0,06	24,8	1,2
	12-16 (3)	"	8	0,05	20,5	1,2
3940-21	1-5 (9)	"	9	0,06	20,0	1,2
	5-9 (9)	"	9	0,07	24,8	1,7
	9-13 (9)	"	10	0,07	25,6	1,3
	13-17 (9)	"	10	0,06	23,4	1,2
	17-21 (3)	"	11	0,08	28,1	1,4

*См. примечание к табл. 1.

менее 0,2-9,3%, P' - от 0,8 до 2,3 мкг. Довольно стабильная численность МК в радиоляриево-глинистых илах (16-37) при вкладе меньше 8,7% и колебаниях P' от 2,2 до 2,7 мкг. В плейстоценовых миоценовых глинах N варьирует в пределах 8-808, A - от 2,3 до 48,1%, P' - от 1,1 до 2,4 мкг. Миоценовые миоценовые глины характеризуются колебаниями средних значений N от 15 до 3148. Вклад МК во фракцию больше 0,05 мм составляет 0,7-70%,

а масса единичной МК — 1,1–4,5 мкг. Максимальная (13290) численность МК выявлена в цеолитово-глинистых осадках, средний вклад составляет здесь 73,4%, при $P' = 2,2$ мкг. В известковых плейстоценовых отложениях N не превышает 163, A варьирует в пределах 0,1–1,5%, а P' — от 0,6 до 2,2 мкг. Повышенная численность МК (до 1869) и вклад (до 29,9%) характерны для древних кокколитовых осадков, а максимальной средней массой обладают МК из древних кокколито-фораминиферовых осадков ($P' = 6,8$ мкг).

Таким образом, анализ средних величин N , A и P' свидетельствует на первый взгляд о довольно случайном распределении МК в каждом из рассмотренных типов осадков. Однако если опираться на реальные разрезы, учитывая совокупность условий седиментации, то такое распределение становится вполне объяснимым. Из средних же величин следует, что в миоцен-плейстоценовых осадках численность и вклад МК увеличиваются в ряду: известковые илы → кремнисто-глинистые илы → миопелагические глины → цеолитово-глинистые осадки и эвпелагические глины, т.е. по мере уменьшения скоростей седиментации [15]. В случае частичного растворения карбонатных осадков они пассивно обогащаются МК и этот ряд нарушается.

* *
*

Выполненное исследование распределения марганцевых МК в разрезах пелагических осадков и на площадях в Индийском и Тихом океанах позволяет сделать следующие основные выводы: 1) рудные стяжения формируются главным образом в придонной воде и в поверхностной пленке жидкого осадка; 2) микроконкреции распределены крайне неравномерно на площади, занятой одним типом осадка; 3) четкие тенденции уменьшения или увеличения количества МК вниз по разрезу пелагических осадков одного типа отсутствуют; 4) количество МК резко увеличивается во время перерывов седиментации; 5) валовое содержание марганца в осадках лишь частично отражает параметры распределения МК, а связь их с остаточными концентрациями органического углерода не проявлена; 6) в пределах каждой пробы и одного типа осадка размеры МК заметно варьируют; 7) локально протекающие в пелагических осадках восстановительные процессы, вероятно, могут влиять на размер МК после их захоронения (частичное растворение или диагенетическое обрастание МК); 8) численность и вклад МК во фракцию крупнее 0,05 мм имеют обратную связь со скоростью осадконакопления, отражающей конечный результат взаимодействия различных факторов седиментации.

Список литературы

1. Аникеева Л.И., Ваништейн Б.Г. Некоторые геохимические особенности микроконкреций Тихого и Атлантического океанов // Геология и твердые полезные ископаемые Мирового океана. Л.: Наука, 1980. С. 103–116.
2. Волков И.И., Штеренберг Л.Е., Фомина Л.С. Железомарганцевые конкреции // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль). М.: Наука, 1980. С. 169–223.
3. Горлянов И.Н., Винокурова Л.С., Федоров И.П. Особенности микроконкреций Центральной котловины Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1982. № 6. С. 104–106.
4. Дриц В.А., Петрова В.В., Горшков А.И. и др. Марганцевые минералы Fe–Mn-микроконкреций в осадках центральной части Тихого океана и их постседиментационные преобразования // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 3. С. 17–39.
5. Грамм-Осипов Л.М., Петрова В.В., Волкова Т.И., Тищенко П.Я. Изменение степени окисления марганцевых микроконкреций в осадках центральной части Тихого океана // Геохимия. 1987. № 6. С. 862–868.
6. Ляпин А.Б. О вкладе микроконкреций в химический состав осадков рудной провинции Кларифон-Клиппертон // Океанология. 1989. Т. 29. Вып. 3. С. 453–458.
7. Марушкин А.И., Корсаков О.Д. Геохимические особенности пелагических осадков Северо-Восточной котловины Тихого океана // Геохимия. 1988. № 3. С. 445–448.
8. Петелин В.П., Алексина И.А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осад-

- ков Тихого океана // Тихий океан: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. Т. 6. Кн. 1. С. 324–373.
9. Розанов А.Г. Исследование железомарганцевых конкреций северной экваториальной части Тихого океана (41-й рейс научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев", 4 января – 23 апреля 1988 г.) // Океанология. 1989. Т. 29. Вып. 3. С. 522–525.
 10. Свальный В.Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983. 192 с.
 11. Свальный В.Н. Геохимические неоднородности в разрезах пелагических осадков как показатель перерывов седиментации // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 6. С. 28–44.
 12. Свальный В.Н. Литология и стратиграфия // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 36–67.
 13. Свальный В.Н. Минеральный состав крупноалевритовой фракции осадков // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 88–98.
 14. Свальный В.Н., Белыева Н.В., Дмитренко О.Б. и др. Эдафогенный материал в осадках северной тропической зоны Атлантики // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 3. С. 45–63.
 15. Свальный В.Н., Демиденко Е.Л., Мухина В.В. Скорости осадконакопления в восточной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 2. С. 465–468.
 16. Свальный В.Н., Ляпин А.Б. Распределение Fe–Mn-микроконкреций в поверхностном слое пелагических осадков. М., 1989. 17 с. – Деп. в ВИНТИ. № 5735–В89.
 17. Свальный В.Н., Новикова З.Т. Абиогенные минералы осадков северной приэкваториальной зоны Тихого океана // Океанология. 1987. Т. 27. Вып. 5. С. 776–786.
 18. Свальный В.Н., Новикова З.Т., Казакова В.П. Состав крупноалевритовой фракции осадков // Железомарганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. С. 127–134.
 19. Свальный В.Н., Рудакова А.Н. Состав крупноалевритовой фракции современных осадков в восточной части Индийского океана // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 2. С. 35–46.
 20. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Сивцов А.В., Березовская В.В. О новых минеральных фазах океанических марганцевых микроконкреций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 83–90.
 21. Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Сивцов А.В. и др. Состав, строение и особенности распределения Fe–Mn-микроконкреций в осадках северо-востока Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 6. С. 58–70.
 22. Addy S.K. Distribution of Fe, Mn, Cu, Ni and Co in coexisting manganese nodules and micro-nodules // Marine Geol. 1978. V. 28. № 1–2. P. 9–17.
 23. Addy S.K. Rare earth element patterns in manganese nodules and micronodules from North-west Atlantic // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. V. 43. P. 1105–1115.
 24. Arita M. Bottom sediments // Deep sea mineral resources investigation in the central-eastern part of Central Pacific Basin // Geol. Surv. Japan. Cruise Rep. 1977. N 8. P. 94–117.
 25. Dasgupta S., Mikhopadhyay S., Roy S. Distribution and characteristics of micronodules in pelagic sediments from central Indian basin, Indian ocean, and their implications // Marine Mining. 1988. V. 7. № 4. P. 351–360.
 26. Friedrich G., Plüger W.L., Kuzendorf H. Chemical composition of manganese nodules // The manganese nodule belt of the Pacific Ocean: Geological environment, nodule formation and mining aspects. Stuttgart: Enke, 1988. P. 37–51.
 27. Hishida H., Uchio T. Sedimentological and geochemical studies of manganese micronodules and the associated sediments in some piston cores in the north Pacific Ocean // J. Fac. Eng. Univ. Tokyo. 1981. V. 36. № 2. P. 463–522.
 28. Immel R., Osmond J.K. Micromanganese nodules in deep-sea sediments: uranium-isotopic evidence for post-depositional origin // Chem. Geol. 1976. V. 18. № 4. P. 263–272.
 29. Lallier-Verges E., Clinard C. Ultra-thin section study of the mineralogy and geochemistry of Mn micronodules from the South Pacific // Marine Geol. 1983. V. 52. № 3–4. P. 267–280.
 30. Ledbetter M.T., Watkins N.D. Separation of primary ice-rafted debris from lag deposits, utilizing manganese micronodule accumulation rates in abyssal // Bull. Geol. Soc. America. 1978. V. 89. № 11. P. 1619–1629.
 31. Marchig V., Gundlach H. Ein Hinweis auf die auflösung des Mangans innerhalb des Sediment als Materialquelle für die Bildung von Manganknollen // Geol. Jb. 1976. D 16. P. 79–83.
 32. Murray J., Renard A.F. Reports on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. "Challenger" in the years 1872 to 1876. L.: Longmans, 1891. 525 p.
 33. Nakao S. Bottom sediments. Deep sea mineral resources investigation in the central-western part of Central Pacific Basin // Geol. Surv. Japan. Cruise Rep. 1979. № 12. P. 131–151.
 34. Nishimura A. Deep-sea sediments in the GH 79-1 area: their geological properties. Deep-sea mineral resources investigation in the northern part of Central Pacific Basin // Geol. Surv. Japan. Cruise Rep. 1981. № 15. P. 110–142.

35. *Nishimura A.* Deep-sea sediments in the GH 80-5 area in the northern vicinity of Magellan Trough // *Geol. Surv. Japan. Cruise Rep.* 1984. № 20. P. 67–89.
36. *Sawada M.* Internal texture and chemical composition of manganese micronodules in deep-sea sediment from the Central Pacific Basin // *Mining. Geol.* 1988. V. 38. N 1. P. 27–37.
37. *Stoffers P., Schmitz W.* Mineralogy and geochemistry of sediments in the Southwestern Pacific Basin: Tahiti-EPR-New Zealand // *N.Z. J. Geol. and Geophys.* 1985. V. 28. P. 513–530.
38. *Sugasaki R., Ohashi M., Sugitani K., Suzuki K.* Compositional variations in manganese micronodules: a possible indicator of sedimentary environments // *J. Geol.* 1987. V. 95. № 4. P. 433–454.
39. *Sugitani K.* A geochemical study of hydrothermal manganese micronodules from marine sediments and sedimentary rocks on land // *J. Geol. Soc. Japan.* 1987. V. 93. № 8. P. 555–574.
40. *Uchio T.* Studies of deep-sea manganese nodules (Pt 3): Quantitative distribution of manganese micronodules and metal contents in the north-eastern tropical Pacific south of the Hawaiian Islands // *J. Fac. Engng Univ. Tokyo.* 1979. V. 35. P. 71–108.
41. *Uchio T.* Manganese micronodules of the surface sediments from the Central Pacific Wake – Tahiti transect // *Geol. Surv. Japan. Cruise Rep.* 1982. № 18. P. 370–381.
42. *Uchio T.* Manganese micronodules and their associated surface sediments in the GH 80-4 area of the Central Pacific Basin // *J. Fac. Engng. Univ. Tokyo.* 1982. V. 36. № 3. P. 617–645.
43. *Uchio T., Hishida H.* Manganese micronodules and their associated surface sediments in the northeastern part of the Central Pacific Basin (GH 79-4 cruise) // *J. Fac. Engng. Univ. Tokyo.* 1981. V. 36. № 1. P. 249–281.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
28.III.1990

УДК 550.4:553.32:552.124.4

© 1991

Красовский К.С.

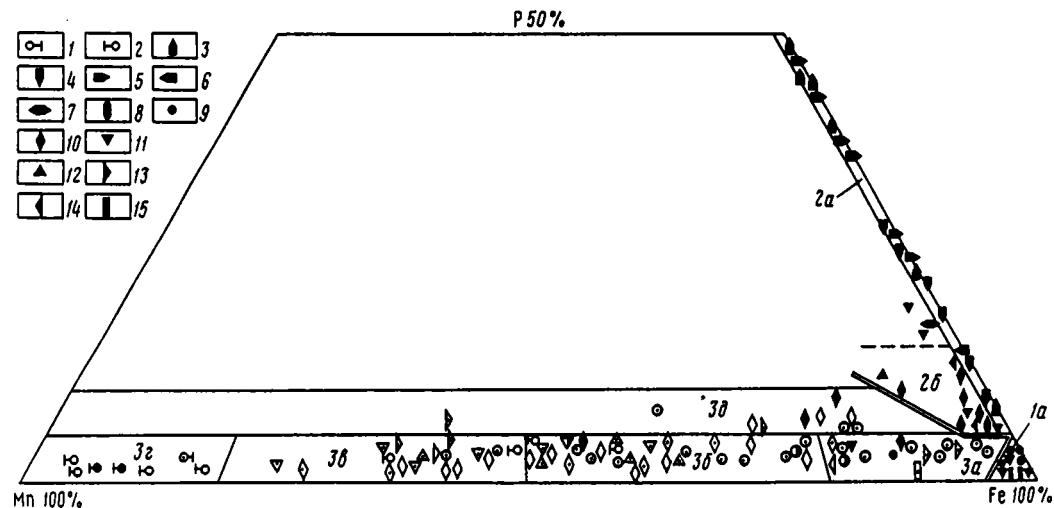
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ И ЖЕЛЕЗОФОСФАТНЫХ МЕЛКОВОДНЫХ КОНКРЕЦИОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МИРОВОГО ОКЕАНА

Предложена геохимическая классификация мелководных морских конкреций на основе содержания основных аутигенных компонентов – железа, марганца и фосфора. Использованы обширные литературные, а также авторские материалы по мелководным конкрециям различных районов Мирового океана. Выделено три класса конкреций: железистые, железофосфатные, железомарганцевые и, внутри этих классов, восемь типов мелководных морских конкреций. Дана характеристика особенностей распространения, морфологии, минерального и химического состава, а также генезиса конкреций выделенных классов и типов.

Мелководные морские железомарганцевые конкреции были впервые обнаружены в 1878 г. А.Э. Норденшельдом в Карском море и одновременно Дж. Бьюкененом в зал. Лох-Файн [8]. С тех пор они привлекали внимание множества исследователей. Результаты изучения морских железомарганцевых конкреций обобщались в работах [8, 11, 16, 21, 29 и др.]. Однако во всех этих работах обобщение и сравнение велись по региональному либо (в пределах одного бассейна) морфологическому признаку. Между тем даже в небольшом морском бассейне условия образования конкреций могут существенно различаться, что выражается отличиями в строении и составе конкреций. В настоящей работе проведена геохимическая классификация мелководных (залегающих на глубинах до 400 м, редко до 600 м) морских конкреций по содержанию в них основных аутигенных компонентов – Fe, Mn и P.

Морскими железомарганцевыми конкрециями называются находящиеся в донных осадках концентрически-слоистые, разносторонне растущие вокруг какого-либо ядра минеральные стяжения обычно округлой или уплощенной формы, значительная часть которых состоит из оксидов и гидрооксидов Fe и Mn. Размеры их колеблются от миллиметров до десятков сантиметров. Особой разновидностью железомарганцевых конкреций являются железомарганцевые корки, которые представляют собой слоистые уплощенные стяжения, состоящие в значительной мере из оксидов и гидрооксидов Fe и Mn и растущие на какой-либо выступающей на морском дне поверхности. Толщина корок колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров, но их площадные размеры всегда превышают их толщину [16]. В дальнейшем мы для простоты изложения будем называть как собственно конкреции, так и корковидные, плитчатые и подобные стяжения конкрециями, хотя с литологической точки зрения это не совсем верно.

При подготовке этого материала мы столкнулись с одним интересным явлением, на которое ранее почти не обращали внимания. Как известно, на шельфе помимо железомарганцевых конкреций развиты и другие аутигенные образования – фосфориты, которые исследовались многими авторами [2 и др.]. Во многих фосфоритах, однако, весьма велико содержание железа (Fe_2O_3 до 50%), и оно часто превышает содержание фосфора. Предлагается фосфориты, в которых железа больше, чем фосфора (в элементной форме), называть *железофосфатными конкрециями*.



Классификация мелководных морских конкреций

Районы развития конкреций. 1–2 – заливы (1 – Джервис, 2 – Лох-Файн); 3–8 – прибрежная часть океана (3 – Южная Африка, 4 – Восточная Австралия, 5 – Северо-Западная Африка, 6 – Центральная Африка, 7 – банка Даниос, 8 – Фарреро-Исландский порог); 9–15 – моря (9 – Черное, 10 – Балтийское, 11 – Баренцево, 12 – Белое, 13 – Карское, 14 – Чукотское, 15 – Восточно-Китайское). В значках отражена также морфология конкреций: сфероидальные – пустые значки, дискоидальные – значки с точкой, трубчатые – полузлитые, плоские, корковидные, обломки неправильной формы – залитые значки

В основу предложенной классификации положены значения приведенных содержаний элементов, т.е. сумма содержаний $Fe + Mn + P = 100\%$, а $Fe' = Fe/(Fe + Mn + P)$ и т.п., где Fe , Mn , P — содержание в конкрециях (в элементной форме), а Fe' , Mn' , P' — приведенные содержания. Всего использованы данные по 203 образцам мелководных морских конкреций, в том числе: по Черному морю — 47, Балтийскому 54, Белому 18, Баренцеву 20, Карскому 6, Чукотскому 10, Восточно-Китайскому 3, по шельфу Северо-Западной Африки 11, Южной Африки 9, Восточной Австралии 8, зал. Лох-Файн 13, прочим районам — 4. Данные о химическом составе этих образцов взяты из работ [1–15, 17–24, 26–29, 31, 34–36]. Кроме того, использованы данные, любезно предоставленные И.И. Волковым, В.Х. Геворкьяном, В.И. Огородниковым, Ю.Г. Чугунным, а также неопубликованные авторские материалы по конкрециям различных участков шельфа Черного моря. Если по одной конкреции имелось несколько анализов различных ее частей, в расчет, как правило, бралось среднее значение. Рассматривались данные только по тем образцам, где суммарное содержание оксидных форм Fe , Mn и P составляло не менее 24%. Была построена диаграмма приведенных значений $Fe-Mn-P$ (фигура) и в результате выделено три класса и восемь типов конкреционных образований. Данные о химическом составе конкреций этих классов и типов представлены в таблице, где также указано число проанализированных образцов. По каждому образцу есть данные только по Fe , Mn и P , по остальным элементам анализов меньше, но минимальное число анализов, по которым рассчитаны средние по классу (типу) значения, равно 3.

Класс 1. Железистые конкреции ($Fe' > 95\%$). Представлен только типом 1а — собственно железистыми конкрециями (ЖК), распространенными в Баренцевом, Черном и Восточно-Китайском морях. В Баренцевом море они залегают на глубинах 175–200 м и представлены желто-коричневыми корками на обломках различных пород [4, 27]. В Восточно-Китайском море — это корки и небольшие конкреции, рудная часть которых представлена гётитом и небольшим количеством лепидокрокита [23]. В Черном море небольшие корковидные образования встречены И.И. Волковым (неопубликованные данные) в районе мыса Меганом на глубине 100 м.

Геохимические черты этого типа конкреций определяются существенным преобладанием железа (Fe_2O_3 до 60%). Повышенное содержание Al и пониженное Ca и Mg говорит о том, что нерудная часть представлена в основном глинами. Из микроэлементов можно отметить повышенное содержание V и Sc и пониженное Sr , Ba , Co , Ni (таблица).

Класс 2. Железофосфатные конкреции ($Fe > P > Mn$, $Fe' < 95\%$, $P' > 5\%$).
Тип 2а. Собственно железофосфатные конкреции — ЖК ($Mn' < 0,5\%$) встречены у побережий Северо-Западной, Центральной, Южной Африки и Восточной Австралии. Интересно, что, за исключением конкреций Центральной Африки (где такая находка единична), эти образования находятся примерно на широте 30° (соответственно северной и южной). Африканские конкреции часто почти наполовину состоят из карбоната кальция, представленного обломками скелетов организмов и микритом), и поэтому их иногда называют "железофосфатными известняками" [31, 35]. Залегают они на глубинах 200–450 м и морфологически представляют собой массивные образования неправильной формы. В их составе выделяется основная масса, сложенная главным образом обломками микрофосиллий, и цемент, состоящий из микрита, гётита и коллофана. Иногда отмечаются включения глауконита. В районах, где встречены железофосфатно-карбонатные конкреции, как правило, широко развиты также фосфориты, более или менее обогащенные железом, и известняки.

ЖФК Восточной Австралии, залегающие на глубинах 200–300 м, в отличие от африканских, являются практически единственным типом подобных образований в этом районе и различаются между собой лишь по соотношению гётита, коллофана (карбонатфторапатита), глауконита, кальцита и других минералов. Глауконит

Химический состав железомарганцевых и железофосфатных конкреций морей и прибрежной зоны океана

Компоненты	Классы и типы конкреций										
	1	2а	2б-1	2б	2	3а	3б	3в	3г	3д	3
	(13)	(29)	(3)	(18)	(50)	(31)	(64)	(26)	(9)	(10)	(140)
Fe	26,6	14,90	22,5	24,0	18,64	27,40	19,23	11,96	3,88	18,92	18,68
Mn	0,27	0,035	0,64	1,03	0,44	3,87	10,48	18,37	29,56	6,71	11,35
P	0,40	5,49	4,52	2,01	4,18	1,33	1,00	0,68	0,32	2,51	1,07
Si	7,34	5,30	6,31	14,44	6,39	9,12	8,21	9,03	6,51	15,31	9,03
Ti	—	0,10	0,10	0,22	0,11	0,14	0,23	0,27	0,19	0,29	0,19
Al	2,37	1,08	1,44	2,56	1,26	2,01	1,83	1,16	2,23	2,60	1,89
Mg	0,77	1,87	0,91	0,92	1,73	0,87	1,24	1,41	1,90	1,71	1,26
Ca	0,69	21,69	13,50	2,03	15,77	2,88	3,77	3,03	3,49	2,21	3,26
K	—	0,62	0,32	1,59	0,73	0,91	0,56	—	1,12	—	0,85
C _{орг}	—	0,25	—	0,78	0,37	0,98	0,67	—	—	—	0,83
F	—	1,77	0,7	0,21	1,67	—	—	—	—	—	—
Sr	176	807	945	504	721	527	647	437	816	363	600
As	384	178	585	801	325	860	625	376	205	417	514
Cu	23	11	18	20	14	21	52	70	24	27	45
Co	18	14	3	68	32	81	151	136	136	65	125
Ni	45	40	61	56	46	101	359	491	102	58	297
Zn	124	81	82	140	94	103	251	474	52	119	245
V	526	178	342	499	286	230	281	194	—	102	231
Pb	—	19	—	—	19	14	19	—	45	—	27
Ba	105	—	350	566	530	1241	1373	1438	3213	798	1793
Mo	—	—	—	—	—	14	48	328	75	—	107
Sc	10	—	17	5	10	8	3	4	—	5	5
La	—	—	147	44	85	29	32	48	—	41	39
Yb	—	—	19	3	9	4	3	3	—	4	3
Y	—	—	67	26	43	41	37	32	26	29	34
Mn/Fe	0,1	0,002	0,03	0,05	0,02	0,14	0,55	1,5	7,6	0,35	0,63
Fe/P	66,5	2,7	5,0	12	4,5	20,6	19	18	12	7,5	17,3
Mn/P	0,7	0,006	0,14	0,50	0,1	3	10	27	92	2,7	11

Примечания. Классы и типы конкреций: 1 — железистые, 2а — железофосфатные, 2б-1 — железофосфатно-марганцевые (подтип 1), 2б — типичные железофосфатно-марганцевые, 2 — железофосфатные (среднее по классу), 3а — железомарганцевые, 3б — железомарганцевые, 3в — марганцево-железистые, 3г — марганцевые, 3д — железомарганцево-фосфатные, 3 — железомарганцевые (среднее по классу). Содержание элементов Fe—F приведено в процентах, остальных элементов — в 10⁻⁴%; в скобках — число анализов.

встречается только в виде зерен диаметром 0,1–0,3 мм. Гётит (общее название для гидратированных оксидов железа, часто рентгеноаморфных) находится как в зернах, так и в цементе, причем некоторые зерна, видимо, образовались в результате окисления глауконита. Часто конкреции имеют внешнюю гётитовую корку. Коллофан находится в основном в цементе, а кальцит слагает скелеты органических остатков. Геохимически австралийские конкреции отличаются повышенным содержанием Si, Ti, K, F, As, а также более высоким значением Fe/P (5 против 2–3 в африканских). Однако в целом ЖФК, в отличие от других типов конкреционных образований, сильно обеднены Mn, Co, Ni, Zn, Cu, As, Al, Si, Ti, C_{орг} и обогащены Ca, Sr, F.

Хотя ЖФК обнаружены на поверхности осадка, возраст их более древний (в основном миоцен) [18 и др.]. Что касается их генезиса, то большинство исследователей сходятся в том, что обогащение их P происходило в результате диагенетического замещения карбоната Ca фосфатом благодаря действию богатых фосфо-

ром поровых растворов, которые, в свою очередь, обогащались им при бактериальном разложении органического вещества. Происхождение же гётитовой составляющей во многом неясно [22, 31]. Здесь необходимо иметь в виду следующие особенности ЖФК: 1) подавляющая часть Fe сосредоточена в относительно чистых (с минимальным содержанием Mn и других элементов) оксидных формах; 2) несмотря на высокое содержание Fe и P, в них не встречаются фосфаты железа; 3) гётит находится в конкрециях в разнообразных формах (зерна, цемент, внешняя корка). Часть гётита образовалась вследствие окисления глауконита, а остальное Fe, по-видимому, поступало прямо из воды, так как при активном диагенезе в осадке эти конкреции были бы обогащены Mn, а это не наблюдается. Несомненно, что процесс образования ЖФК был многостадийным, хотя, как видно из состава и строения конкреций, процессы накопления фосфатной и железистой частей протекали, как правило, одновременно. В работе [30] приведена схема образования ЖФК, состоящая из шести фаз. Однако эта схема отражает специфические условия шельфа Австралии и оставляет открытым вопрос об источнике поступления Fe в океаническую воду, в частности для образования внешней железистой корки. Относительно африканских конкреций предполагалось, что они пережили стадию латеритного выветривания, однако Дж. Мак-Артур справедливо замечает, что в этом случае концентрация Na, Sr и других элементов были бы много меньше [32]. Он же обращает внимание на то, что ЖФК шельфа Марокко расположены в районе со значительной тектонической активностью. Возможно, что железо поступало с континента в результате субмаринной разгрузки подземных вод по системе разломов и трещин.

Тип 26. Железофосфатно-марганцовистые конкреции — ЖФМК ($Mn > 0,5\%$) распространены в Ботаническом заливе Балтийского моря [26, 36 и др.], в центральной части Баренцева моря [11, 27], на шельфе Аляски (Чукотское море) [6]. Кроме того, единичные конкреции этого типа встречаются в Белом море, на Фарреро-Исландском пороге и банке Даноис (Испания) [28]. За исключением последнего района, ЖФМК располагаются в зоне, ограниченной 60 и 75° с.ш.

В Баренцевом, Белом и Чукотском морях ЖФМК представлены плоскими железоглинистыми лепешками либо относительно мощными (5–6 мм) твердыми желто-коричневыми корками на обломках пород. Глубина их залегания в Баренцевом море составляет 155–315 м, в Белом и Чукотском — 100 м. Все они расположены в удаленных от берегов открытых частях моря. В Ботаническом заливе Балтийского моря ЖФМК образуются в мягких грунтах на глубинах 50–100 м и представлены плоскими корковидными конкрециями.

По сравнению с ЖФК рассматриваемые конкреции обогащены всеми приведенными в таблице элементами, за исключением P, Ca, Mg, Sr, F. Это обусловлено тем, что нерудная часть ЖФМК состоит в основном не из карбонатов и апатита, а из тонкодисперсного глинистого материала. Рудная часть этих конкреций представлена рентгеноаморфными водными оксидами железа, которые адсорбировали фосфор, хотя возможно также присутствие криптокристаллических гидрооксифосфатов железа. Повышенное содержание в ЖФМК таких элементов, как As, Co, V и др., скорее всего также обусловлено процессами адсорбции.

В отдельный подтип (26-1) можно выделить конкреции банки Даноис и обогащенные Са корки Баренцева моря, в которых P' превышает 14%. Эти образования, судя по морфологии, внутреннему строению и содержанию почти всех элементов (кроме K, Sr, Sc, TR), представляют собой переходную группу между двумя типами класса 2. По данным минералогического анализа, они обогащены апатитом и кальцитом. Несмотря на их редкость, конкреции этого подтипа заслуживают особого внимания, так как в одном из образцов таких конкреций из Баренцева моря резко повышено содержание редкоземельных элементов Sc и Y (сумма TR — 0,3%) [26]. Автор работы [26] объясняет этот факт вхождением указанных элементов в структуру апатита. В типичных фосфоритах [2, 33], где

фторкарбонатапатита значительно больше, содержание TR составляет всего 0,01–0,1%, однако в работе [33] указано, что присутствие аутигенных Fe–Mn-минералов в фосфоритах в значительной мере способствует вторичной поставке TR. Накопление TR в конкрециях этого подтипа чрезвычайно интересно и требует дальнейшего исследования.

При характеристике особенностей генезиса ЖФМК необходимо учитывать то, что почти все они располагаются на открытых участках внешней части шельфа и материкового склона, в местах активного действия придонных течений [6, 27]. Эти течения, во-первых, могут приносить в районы конкрецееобразования значительные количества P и других элементов и, во-вторых, могут приводить к перемыву донных осадков, облегчая тем самым разгрузку иловых растворов на геохимическом окислительном барьере [6].

Класс 3. Железомарганцевые конкреции ($Fe' < 95\%$, для типов 3а–3г $P' < 5\%$).

Тип 3а. Железомарганцовистые конкреции – ЖМК ($Mn/Fe < 0,25$) широко распространены в Черном и Чукотском морях и иногда встречаются в Балтийском, Баренцевом, Карском и Восточно-Китайском.

В Балтийском и Баренцевом морях это в основном плоские, реже – сфероидальные конкреции, расположенные на значительных глубинах, но относительно недалеко от берега. В Восточно-Китайском море они представлены образованиями, напоминающими сфероидальные конкреции.

В Черном море ЖМК в виде наростов на раковинах и конкреций-трубочек распространены на периферии Каламитского поля, особенно в южной его части, а также в южной части шельфа Болгарии. Для Чукотского моря этот тип конкреций является основным, за исключением шельфа Аляски, где развиты ЖФМК.

Рудная часть ЖМК представлена главным образом рентгеноаморфными водными оксидами железа и марганца. От других конкреций класса 3 благодаря повышенному содержанию Fe они отличаются характерным желтовато-коричневым цветом.

По сравнению с типичными конкрециями класса 3 ЖМК обогащены P, Sc_{org} , As, Sc, Y, в незначительной степени – Si, Al, K, Yb и обеднены всеми остальными элементами. Значение Mn/P в ЖМК в 6 раз выше, чем в типичных ЖФМК, и при этом содержания Ba, Co, Ni, Sc, Y, Yb выше, а K, V, Zn и La – ниже.

Тип 3б. Типичные железомарганцевые конкреции – ЖМК ($0,25 < Mn/Fe < 1$) широко распространены в Черном, Балтийском, Белом и Баренцевом морях. Кроме того, аналогичный состав имеют некоторые внешние корки конкреций зал. Лох-Файн.

В Черном море ЖМК в виде наростов на раковинах развиты в северной и центральной частях Каламитского поля, а также на ряде других участков шельфа [3, 15, 16 и др.]. В Балтийском море ЖМК развиты в Ботническом, Финском, Рижском заливах и Центральной Балтике, а в Белом – в основном в районе Горла [17]. В Балтийском, Баренцевом и Белом морях ЖМК морфологически разнообразны (диско- и сфероидальные, плоские, трубчатые), хотя преобладают дискоидальные конкреции.

Основную массу рудного вещества составляют рентгеноаморфные водные оксиды железа и марганца, хотя иногда здесь идентифицируются некоторые марганцевые минералы. В нерудной части повышено содержание Ca и Mg; это обусловлено, во-первых, тем, что довольно часто эти конкреции представляют собой наросты на раковинах, а во-вторых, присутствием в их составе смешанных карбонатов.

По сравнению с ЖМК конкреции этого типа обогащены почти всеми микроэлементами (кроме As, Sc, Yb и Y), в особенности Cu, Co, Ni, Zn, Mo.

Тип 3в. Марганцево-железистые конкреции – МЖК ($1 < Mn/Fe < 4$) развиты в Балтийском, Баренцевом, Карском, Белом и Черном морях. Кроме того, такой же состав имеют оболочки некоторых конкреций зал. Лох-Файн.

В Балтийском море МЖК развиты в Рижском, Финском и Ботническом заливах и представлены сферо- и дискоидальными формами. В Карском и Баренцевом морях это в основном дискоидальные конкреции, а в Белом — сфероидальные. В Баренцевом море иногда встречаются черные пористые пленки на поверхности железистых корок (которые в данном случае служат субстратом). Для Черного моря такие конкреции нетипичны и развиты только в районе устья Дуная на глубинах 40–60 м [24].

Рудная часть конкреций состоит из рентгеноаморфных оксидов железа и марганца, хотя изредка в них идентифицируются отдельные минералы Fe и Mn. МЖК по сравнению с ЖМК обогащены элементами, которые обычно положительно коррелируют с Mn, Mo, Zn, Ni, Cu, Ba и обеднены P, As, Sr, Y, Co, V, т.е. элементами, которые обычно коррелируют в конкрециях с Fe. Обращает на себя внимание то, что в конкрециях типов 3а, 3б и 3в величина Fe/P остается практически постоянной.

Тип 3г. Марганцевые конкреции — МК ($Mn/Fe > 4$) развиты только в зал. Лох-Файн и Джервис на глубинах соответственно 180–200 и 360 м [21]. В зал. Лох-Файн они представлены сфероидальными конкрециями и наростами на раковинах, а также плитчатыми карбонатными (смешанный Mn–Ca–Mg-карбонат) конкрециями [20], а в зал. Джервис — диско- и сфероидальными. В их рудной части обнаружен тодорокит. МК обогащены Mg, Ca, Sr, Ba, которые, видимо, присутствуют в составе карбонатной фазы и, возможно, входят в структуру тодорокита. МК обеднены многими микроэлементами, в особенности Ni, Zn, Mo, Cu, т.е. такими, которые в типичных конкрециях класса 3 связаны с марганцевой фазой, что говорит о специфичности генезиса марганцевых конкреций.

Тип 3д. Железомарганцево-фосфатные конкреции — ЖМФК ($P' = 5\text{--}10\%$, $Mn > P$) встречаются довольно редко и развиты в Черном, Балтийском и Карском морях. В Черном море они обнаружены на юго-западном краю Каламитского поля — на глубинах, несколько превышающих средние глубины распространения конкреций в этом районе. В Балтийском море сфероидальные конкреции такого состава развиты в глубоководной части Ботнического залива и в Рижском заливе. Кроме того, в центральной Балтике на глубине 100 м встречена богатая P железоглинистая корка. В Карском море ЖМФК представлены дискоидальными разновидностями.

Данных о минеральном составе ЖМФК почти нет, но, вероятно, они также состоят из рентгеноаморфных оксидов железа и марганца. Нерудная часть, судя по значительному обогащению Si, Al, Ti и низкому содержанию Ca, состоит в основном из глинистых частиц. По величине Mn/Fe ЖМФК соответствуют в среднем ЖМК, однако по сравнению с ними резко обеднены почти всеми микроэлементами (кроме Sc, La, Yb), в особенности Ni, Zn, Co, V, Ba, Cu, т.е. элементами, связанными с марганцевой фазой диагенетических конкреций. Редкоземельные элементы, видимо, связаны с железофосфатной фазой. По сравнению с ЖМК описываемые конкреции обогащены Ti, Mg, Ba и обеднены Sr, V, As. Близкие содержания в этих типах конкреций таких элементов, как Ni, Co, Cu, Al, Si, указывают на определенное сходство в их формировании.

Вопросы генезиса железомарганцевых конкреций рассматривались практически во всех посвященных им работах. Большинство исследователей [3, 11, 29 и др.] полагает, что главную роль в формировании конкреций сыграло диагенетическое перераспределение элементов в осадках. Однако некоторые специалисты [15, 25 и др.] считают, что седиментационные процессы имели большее значение в образовании железомарганцевых конкреций. Детальное обсуждение вопросов генезиса требует специального всестороннего рассмотрения, а в настоящей работе мы остановимся лишь на вопросе о соотношении диагенетических и седиментационных процессов в формировании конкреций класса 3. Приведенные данные об особенностях распространения и состава выделенных типов конкреций позволяют высказать предположение о том, что диагенетические процессы сыграли глав-

ную роль в формировании ЖМК и МЖК, тогда как при формировании ЖМК, МК и ЖМФК значительное влияние оказали также седиментационные процессы. В пользу этого предположения можно привести следующие доводы. 1. В составе ЖМК и ЖМФК (а также ЖК) повышена доля глинистых частиц, и он в определенной степени сходен с составом морских взвесей. Конкреции этих типов располагаются обычно на участках с относительно пониженными скоростями седиментации. 2. В работе [25] указано, что марганцевые конкреции зал. Джервис образовались путем нарастания частичек взвеси, сильно обогащенной Mn вследствие его диффузного выхода из расположенных недалеко восстановленных осадков. По-видимому, МК зал. Лох-Файн также образовались из взвеси, обогащенной Mn (в том числе и благодаря сбросам химических заводов [8]). Затем, находясь в верхнем слое осадков, они продолжали расти вследствие диагенетического поступления рудного вещества, и поэтому их внешние части по составу отвечают ЖМК и МЖК. 3. В ЖМК и МЖК существенно выше содержания микроэлементов (Ni, Co, Zn, Cu и др.), накапливающихся в конкрециях в результате диагенетических процессов.

Проведенное обобщение данных и классификация мелководных конкреций позволяют выделить некоторые закономерности их пространственного распространения.

В тропической зоне мелководные Fe—Mn—P-конкреции практически не встречаются. На широтах порядка 30° на открытых участках шельфа и материкового склона образуются типичные железофосфатные конкреции с минимальным содержанием Mn, а в Восточно-Китайском море из-за влияния на осадконакопление р. Янцзы фосфатный процесс не развит, и поэтому образуются железистые конкреции.

Конкрециеобразование широко развито в Северном полушарии, на широтах 50–80°. Несколько особняком стоят расположенные южнее конкреции Черного моря и банки Даноис. В Черном море на конкрециеобразование огромное влияние оказывает уникальная североводородная зона, занимающая большую часть водной массы бассейна, а конкреции банки Даноис, как указано выше, представляют собой переходной подтип конкреций класса 2.

В умеренных и приполярных широтах Северного полушария развиты все типы конкреций, кроме 2а. Богатые P конкреции образуются преимущественно на открытых участках шельфа и материкового склона, куда возможно поступление богатых P глубинных вод. В этих широтах на состав конкреций значительно влияют местные факторы, такие, как глубина и характер бассейна, особенности осадконакопления, удельный вес различных источников поступления рудного вещества в районы конкрециеобразования (сток рек, абразия берегов, субмаринная разгрузка подземных вод с континента, глубинные морские воды и др.), степень проявления диагенетических процессов и т.п. Так, в северных морях на малых глубинах формируются обычно конкреции типов 1а и 3а. МК образуются в узких глубоких заливах. На участках, где сильно развиты диагенетические процессы перераспределения элементов в осадках, преимущественно формируются конкреции типов 3б и 3в с близкими содержаниями Fe и Mn ($0,25 < \text{Mn/Fe} < 4$) и повышенными концентрациями микроэлементов. В конкрециях, на формирование которых, по-видимому, существенно повлияли седиментационные процессы, значения марганцевого модуля могут колебаться в довольно значительных пределах ($0,004 < \text{Mn/Fe} < 17$).

Mn и P в морском конкрециеобразовании являются, как правило, элементами-антагонистами. При развитом процессе фосфоритообразования, несмотря на значительное накопление Fe, Mn в таких конкрециях почти нет. В конкрециях других типов содержания Mn и P близки лишь при больших концентрациях Fe ($\text{Fe}^+ > 75\%$). В конкрециях класса 3 фосфор связан в основном с железистой фазой, на что указывает постоянство значения Fe/P в конкрециях типов 3а, 3б, 3в, а также данные микроанализа.

Морфологически конкреции классов 1 и 2 представлены корковидными образованиями либо обломками неправильной формы, в то время как конкреции класса 3 обнаруживают большое разнообразие морфологических видов, хотя преобладают дискоидальные конкреции.

В результате проведенной геохимической классификации мелководных конкреций выделены типы и классы конкреций, отличающиеся по характеру распространения, морфологии, составу и особенностям генезиса, что позволит в дальнейшем более целенаправленно проводить исследования железомарганцевых и железофосфатных конкреций морей и прибрежной зоны океана. Полученные в результате проведенного обобщения и классификации данные могут быть также использованы при изучении условий образования морских осадочных месторождений железных, марганцевых и фосфорных руд.

Список литературы

1. Архангельский А.Д., Копченкова Е.В. К познанию химического состава железных руд СССР // Тр. НИИ геологии и минералогии. 1935. Вып. 11. С. 3–67.
2. Батулин Г.Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978. 230 с.
3. Волков И.И., Севастьянов В.Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 134–182.
4. Горшкова Т.И. Химико-минералогическое исследование Баренцева и Белого морей // Тр. Гос. океаногр. ин-та. 1931. Т. 1. Вып. 2–3. С. 83–123.
5. Горшкова Т.И. Марганец в донных отложениях северных морей // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 117–134.
6. Калинин В.В., Павлидис Ю.А. Железистые конкреции Чукотского моря // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 115–129.
7. Лубченко И.Ю. Геохимия свинца в осадках современных водоемов. М.: Наука, 1977. 78 с.
8. Самойлов Я.В., Титов А.Г. Железомарганцевые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцева морей // Тр. геол. и минерал. музея Петра Великого Рос. Акад. наук. 1922. Т. 3. Вып. 2. С. 25–112.
9. Севастьянов В.Ф. Перераспределение мышьяка при образовании железомарганцевых конкреций в отложениях Черного моря // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176. № 1. С. 191–193.
10. Сенов П.Л. К методике исследования конкреций Карского моря // Проблемы Арктики. 1937. № 2. С. 61–66.
11. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 496 с.
12. Фомина Л.С., Волков И.И. Редкоземельные элементы в железомарганцевых конкрециях Черного моря // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185. № 1. С. 188–191.
13. Харин Г.С., Солдатов А.В. Литологические особенности фосфоритов Атлантического шельфа Африки // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 14–22.
14. Чуринов Н.Ф. Железомарганцевые желваки со дна Белого моря. Ярославль: Яросл. пед. ин-т, 1927. 4 с.
15. Шнюков Е.Ф. Железомарганцевые конкреции Черного моря // Геология шельфа УССР. Твердые полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1983. С. 93–106.
16. Шнюков Е.Ф., Огородников В.И., Красовский К.С. Железомарганцевые конкреции морей СССР // Геол. журн. 1987. № 1. С. 32–43.
17. Штеренберг Л.Е., Лаврушин Е.А., Голубев Ю.К. и др. Железомарганцевые конкреции Горла Белого моря // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 66–75.
18. Birch G.F. Phosphatic rocks on the western margin of South Africa // J. Sediment. Petrol. 1979. V. 49. № 1. P. 93–110.
19. Buchanan J.Y. On the composition of oceanic and littoral manganese nodules // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1891. V. 36. P. 459–483.
20. Calvert S.E., Price N.B. Shallow water, continental margin and lacustrine nodules: distribution and geochemistry // Marine Manganese Deposits. Amsterdam: Elsevier. 1977. P. 45–86.
21. Calvert S.E., Price N.B. Composition of manganese nodules and manganese carbonates from Loch Fyne, Scotland // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 29. № 3. P. 215–233.
22. Cook P.J., Marshall J.F. Geochemistry of iron and phosphorus-rich nodules from the East Australian continental shelf // Marine Geol. 1981. V. 41. № 3–4. P. 205–221.
23. Erqin Zhu. A study of ferri concretions in the northern part Proc. Int. Symp. Sediment Contin. Shelf: Spec. Ref. East. China Sea. of the East China Sea // Hangzhon. 1983. P. 633–642.
24. Georgescu I., Lupan S. Contributions to the study of the ferromanganese concretions from the Black Sea // Rev. Roum. Geol., Geophys. et Geogr. Ser. Geol. 1971. T. 15. № 2. P. 157–163.
25. Grill E.V. The effect of sediment-water exchange on manganese deposition and nodule growth in Jervis Inlet, British Columbia // Geochim et cosmochim. acta. 1978. V. 42. № 5. P. 485–494.

26. *Ingri J.* Geochemistry of ferromanganese concretions and sediments in the Gulf of Bothnia // Doctoral thesis. University of Lulea. Sweden. 1985, 48 p.
27. *Ingri J.* Geochemistry of ferromanganese concretions in the Barents Sea // *Marine Geol.* 1985. V. 67. P. 101–119.
28. *Lucas J., Prevot L., Lamboy M.* Les phosphorites de la marge nord de l'Espagne Chimie, mineralogie, genese // *Oceanologica acta.* 1978. V. 1. №1. P. 55–72.
29. *Manheim F.T.* Manganese-iron accumulations in the shallow marine environments // *Marine Geochemistry.* Univ. Rhode Island Occas. Publ. 1965. №3. P. 217–276.
30. *Marshall J.F., Cook P.J.* Petrology of iron- and phosphorus-rich nodules from the Australian continental shelf // *J. Geol. Soc. London.* 1980. V. 137. №6. P. 765–771.
31. *McArthur J.M.* Element partitioning in ferruginous and pyritic phosphorite from the continental margin of Morocco // *Miner. Mag.* 1978. V. 42. №322. P. 221–228.
32. *McArthur J.M.* Systematic variations in the contents of Na, Sr, CO₃, SO₄ in marine carbonate-fluor-apatite and their relation to weathering // *Chem. Geol.* 1978. V. 21. №1/2. P. 89–112.
33. *McArthur J.M., Walsh J.N.* Rare-earth geochemistry of phosphorites // *Chem. Geol.* 1984. V. 47. №3/4. P. 191–220.
34. *Murray J., Irvine R.* On the manganese oxides and manganese nodules // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh.* 1894. V. 37. Pt 4. P. 721–742.
35. *Parker P.J., Seisser W.G.* Petrology and origin of some phosphorites from the south african continental margin // *J. Sediment. Petrol.* 1972. V. 42. №2. P. 434–440.
36. *Winterhalter B.* Iron-manganese concretions from the Gulf of Bothnia and the Gulf of Finland // *Geotecn. Jukl.* 1966. V. 69. P. 1–77.

Институт геологических наук
АН УССР Киев

Поступила в редакцию
22.VI. 1989

УДК 551.31 (571.66)

© 1991

Кураленко Н.П., Хвост Т.В.

**КОНВЕКТИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ В ТУРБИДИТАХ
БОГАЧЕВСКОЙ И ТЮШЕВСКОЙ СЕРИЙ
ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ**

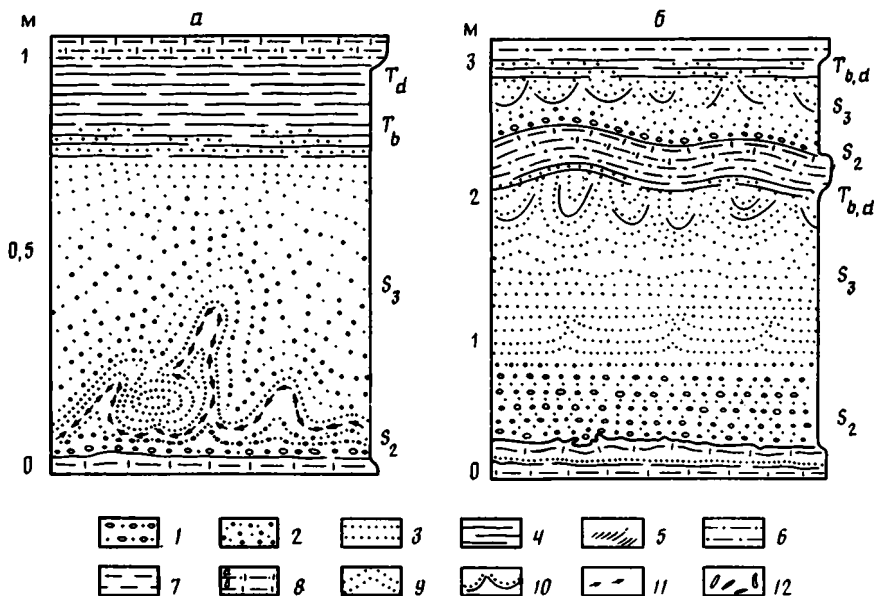
Детально рассмотрена морфология нарушений первичной слоистости, широко развитых в отложениях как высоко-, так и низкоплотностных турбидных потоков в богачевской и тюшевской сериях Восточной Камчатки. Показано, что они образовались во время раннедиагенетического уплотнения осадков в результате конвективного уравнивания их плотностных неоднородностей, при этом наиболее энергично этот процесс протекал при сейсмогенном разжижении первично неустойчивого осадка, обладавшего слабой упаковкой частиц из-за специфики их накопления.

Имеющиеся в литературе данные показывают, что в турбидитах имеются различные нарушения первичной слоистости. Наиболее широко известны мелкие сматия в слоях мелкозернистых песчаников и алевролитов, описываемые как конволютная слоистость [6–17 и др.]. О происхождении таких сматий существуют различные представления. Они могут образоваться: 1) в результате подводных оползаний песчаного осадка на поверхности [12] либо под прикрытием вновь отложенного слоя наносов [17]; 2) вследствие деформирующего воздействия течений: всасывания песчаных гребней и давления во впадинах [11], всасывающего действия водоворотов [9], либо под влиянием силы трения [17]; 3) при дифференциации и межпластовом течении разжиженного осадка [13, 17] либо из-за вертикальных движений материала вследствие неравномерных нагрузок [15], или вследствие наличия в осадке плотностных неоднородностей [6]. Помимо конволютной слоистости в турбидитах отмечаются различные структуры, связанные с уплотнением осадков и удалением из них части воды [13].

Проведенные исследования показывают связь морфологии и динамики образования нарушений первичной слоистости с особенностями накопления осадков турбидных потоков. Поэтому изучение таких нарушений помогает прояснить многие аспекты формирования самих турбидитов. В связи с этим определенный интерес представляют сматия, развитые в слоях турбидитов богачевской и тюшевской серий Восточной Камчатки.

Богачевская и тюшевская серии представлены мощной флишевой толщей, выполняющей Восточно-Камчатский прогиб [1, 3–5 и др.]. Богачевская серия сложена толщей черных алевроитовых аргиллитов и аргиллитов, ритмично переслаивающихся с пластами и пачками темно-серых песчаников, реже алевролитов и гравелитов. Тюшевская отличается более светлым обликом пород и состоит из чередующихся серых, светло-серых диатомовых алевролитов и аргиллитов со слоями и пачками серых песчаников.

Детальное изучение текстурных и структурных особенностей отложений показало, что флишевая толща состоит из ритмично переслаивающихся отложений гравитационных (грязекаменных, высоко- и низкоплотностных турбидных) потоков и обычных сравнительно глубоководных тонкозернистых осадков. В слоях турбидитов развиты различные нарушения первичной слоистости, возникшие, как будет показано ниже, во время раннедиагенетического уплотнения осадков. Широкое развитие таких нарушений связано с первичной неустойчи-



Фиг. 1. Смятия в отложениях высокоплотных турбидных потоков в разрезах оленинской свиты на правом берегу р. Ольги в 12 (а) и в 10 км (б) от ее устья

1 – гравийный песок с грубой параллельной слоистостью; 2 – разнозернистый неслоистый песчаник; 3 – крупно- и среднезернистый песчаник с нечеткой параллельной слоистостью; 4 – мелко- и среднезернистый песчаник с тонкой параллельной слоистостью; 5 – мелкозернистые песчанники и алевролиты с косой слоистостью мелкой ряби течения; 6 – алевролиты; 7 – аргиллиты; 8 – диатомовые (а – алевролиты, б – аргиллиты); 9 – мелкие трубчатые текстуры удаления воды; 10 – текстуры нагнетания разжиженного песка; 11 – растительный детрит; 12 – ходы илоедов. S_{2-3} – единицы последовательности Д. Лоу для осадков высокоплотных турбидных потоков; T_{b-d} – единицы последовательности А. Бумы для осадков низкоплотных турбидных потоков

востью осадка, обусловленной неплотной упаковкой в нем частиц в связи с особенностями их накопления и различиями в их плотности. Степень развития дислокаций тесно связана с фациальным обликом осадков, поэтому вначале кратко рассмотрим особенности их состава и формирования.

Отложения высокоплотных турбидных потоков обычно залегают в нижних частях наиболее мощных пластов песчаников. Они представлены тремя главными типами пород (осадков), отвечающих в определенной степени трем членам последовательности (S_{1-3}), выделенной Д. Лоу [14].

Наиболее широко встречаются пласты несортированных гравийных, разнозернистых песчаников с нечеткой грубой параллельной слоистостью (S_2) (фиг. 1). Отдельные слои несколько различаются по крупности материала, имеют мощность от 2 до 15 см и протяженность от 0,5 до 10 м. По существу такие слои представляют собой протяженные линзы. В нижних частях пластов они обычно наиболее грубозернистые и короткие, быстро выклиниваются, либо взаимосрезаются. Вверх по разрезу линзы становятся более мощными, протяженными, и одновременно менее четкими, поскольку в них уменьшается содержание гравийного, а затем и крупнопесчаного материала. В гравийных фракциях много катунов подстилающих пород, встречается углефицированный растительный детрит, иногда обильный. Вверх по разрезу в слоях обнаруживается весьма нечеткая обратная и прямая градиантность, выражающаяся главным образом в появлении и увеличении, а затем уменьшении содержания частиц гравийной и крупнопесчаной размерностей. Подобные текстуры были описаны ранее как "ковры волочения" [23].

В подошве пластов часто видны слепки борозд, штрихов, образованных в результате волочения материала. Мощность отложений колеблется от 0,1 до 1 м.

Такие текстуры свидетельствуют, на наш взгляд, об относительной прерывистости накопления осадка. Осаждение грубого материала из высокоплотного потока на первых этапах безусловно сопровождалось значительным его волочением, неоднократным новым подхватыванием и вовлечением в поток. Об этом свидетельствует переслаивание сравнительно коротких слоев и линз, их взаимосрезание. Переход к более быстрому и стабильному "пульсирующему" осаждению сопровождался увеличением мощности, протяженности и однородности отдельных таких слоев.

В основании наиболее мощных пластов пород этого типа часто залегают цепочки гравия, мелких галек и катунов подстилающих пород — аргиллитов, диатомовых аргиллитов. Иногда встречаются маломощные переслаивающиеся линзы сильнопесчаных гравелитов и гравийных конгломератов. Гальки в них в значительной мере также состоят из катунов. На подстилающих породах отложения обычно залегают с небольшими размывами. В основании пластов видны многочисленные мелкие текстуры захвата глинистого осадка, а также текстуры нагрузки грубозернистого материала на такой осадок. Мощность этих отложений обычно менее 0,1—0,2 м. Образуются они, видимо, в результате постепенного осаждения из высокоплотного потока наиболее грубого галечного и гравийного материала. Его линзовидные скопления обозначаются индексом S_1 .

Завершается разрез отложений высокоплотных турбидных потоков часто слоем практически однородных крупно- и среднезернистых слабосортированных песчаников S_3 . Переход к ним от ранее рассмотренных пород крайне постепенный (см. фиг. 1). В ряде случаев в них имеется нечеткая параллельная слоистость (слои мощностью от 5 мм до 10 см), часто прерываемая мелкими текстурами удаления воды — трубчатыми, реже блюдцевидными, сходными с описанными Д. Лоу [13]. Латерально такая слоистость становится менее четкой и исчезает, что связано с ее разрушением в результате разжижения осадка. Об этом свидетельствует тот факт, что такие неслоистые песчаники участвуют совместно с вышележащими осадками низкоплотных турбидных потоков в наиболее значительных дислокациях. Внутрислоевые деформации этого типа осадка подчеркиваются иногда мелким углистым детритом (см. фиг. 1, а). Мощность этих осадков достигает 0,5—1 м.

Судя по приведенным данным, осадки накапливались с очень большой скоростью, быстро "замерзали" в виде нечетких слоев водонасыщенной песчаной пульпы, испытывавшей перед остановкой лишь сравнительно небольшое послонно-дифференцированное движение. Такое быстрое осаждение материала происходило, вероятно, по краям высокоплотного турбидного потока, а также в местах резкого падения его скорости.

Отложения низкоплотных турбидных потоков представлены тремя главными типами осадков, соответствующими единицам *b*, *c*, *d* последовательности Бумы [7].

Начинается разрез отложений низкоплотных потоков слоем тонкопараллельно-слоистых, преимущественно среднезернистых песчаников (единица *b* последовательности Бумы), которые постепенно сменяют породы двух предыдущих типов (S_2 , либо S_3) или залегают непосредственно на "фоновых" аргиллитах.

Слоистость их обусловлена чередованием тонких (3—10 мм) слоев песчаников несколько различной крупности, в одних случаях едва заметных, в других — весьма четких, особенно когда они подчеркиваются мелким углистым детритом, нередко весьма обильным. В разрезах слои прослеживаются на расстоянии от 0,1 до нескольких метров. При ближайшем рассмотрении обнаруживается существование весьма пологой волнистости, подчеркиваемой субпараллельными слоями. В отдельных интервалах и в верхних частях слоев парал-

лельные слои весьма короткие и переходят в очень пологие косые слои. Встречаются также весьма нечеткие поверхности размыва. Мощность отложений до 0,2—0,4 м.

Переход от грубой к тонкой параллельной слоистости показывает, что плотность турбидного потока постепенно уменьшалась. В связи с этим по мере снижения его скорости "дождь" все более однородных частиц ослабевал. Поэтому у основания потока вместо толстого водопесчаного слоя (ковра волочения) вдоль плоского дна стал волочиться лишь маломощный слой песчаных частиц. Наконец, наносов в турбидном потоке оставалось так мало, что у его основания уже не мог формироваться сплошной слой волочащихся частиц. В результате создавались условия для возникновения ряби течения.

На параллельно-слоистых песчаниках, либо на "фоновых" аргиллитах залегают мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с мелкой пологой, косой, косоволнистой, часто восходящей слоистостью ряби течения. Иногда встречаются небольшие размывы. При этом ниже поверхности таких размывов часто наблюдаются мелкие смятия и опрокидывание косых слоев в направлении течения. Это свидетельствует о частичном разжижении осадка ниже основания потока и о существовании развиваемых им значительных сдвигающих усилий. Мощность отложений колеблется от долей сантиметра до 0,3 м.

Разрез отложений низкоплотных турбидных потоков завершается маломощным (до нескольких сантиметров) слоем алевролитов и алевропелитов с параллельной слоистостью (T_d). Эти осадки формировались в результате постепенного оседания наиболее тонкой мути.

Выше по разрезу они постепенно сменяются неслоистыми "фоновыми" аргиллитами, алевролитами, либо глинистыми диатомитами с обильными мелкими биотурбациями.

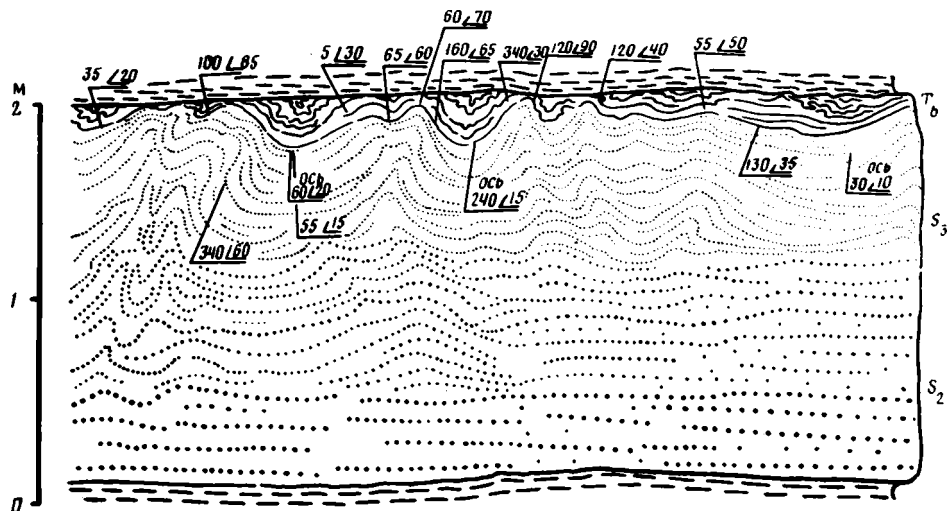
Рассмотренные типы осадков обычно последовательно сменяют друг друга по латерали и снизу вверх по разрезу, что отражает уменьшение плотности и транспортирующей способности турбидного потока. Такое уменьшение обычно не было равномерным. Имеющиеся данные показывают, что периодически происходило очень быстрое сгущивание наносов, видимо, при резком снижении скорости потока, например, в результате его расплывания. Из-за особенностей осаднения песчаный материал в таких осадках упакован неплотно, особенно в неслоистых разностях, что и обуславливает их тиксотропные свойства, способность к внезапному разжижению. Вместе с плотностными неоднородностями материала это и приводило к образованию конвективных дислокаций.

МОРФОЛОГИЯ НАРУШЕНИЙ ПЕРВИЧНОЙ СЛОИСТОСТИ

Изучение показало, что нарушения первичной слоистости широко развиты в неяснопараллельно-слоистых и неслоистых осадках высокоплотных турбидных потоков (S_3) и во всех типах осадков низкоплотных турбидных потоков. При этом в каждом случае они имеют специфические особенности.

В осадках высокоплотных потоков (S_3) эти нарушения наименее заметны из-за нечеткости текстур. В неслоистых разностях об их существовании можно лишь предполагать. В тех случаях, когда в осадке имеется хотя бы едва заметная полосчатость либо включения мелкого углистого детрита, наблюдаются прихотливые смятия, свидетельствующие о перемешивании материала и движении отдельных его порций снизу вверх по разрезу (см. фиг. 1).

Так, на правом берегу р. Ольги в 12 км от ее устья в разрезе оленинской свиты залегает пачка отложений высокоплотных турбидных потоков с характерными нарушениями первичной слоистости (см. фиг. 1, а). Цепочки черного углистого детрита подчеркивают мелкие диапиры, зарождающиеся в нижней части слоя и проникающие до его средней части и даже выше. Кроме того, выявляются даже небольшие "рулеты". Наличие таких дислокаций свидетельствует, на наш



Фиг. 2. Смятия в осадках высокоплотного турбидного потока в богачевской серии в верховье р. Татьяны. Условные обозначения см. на фиг. 1. Цифрами показаны азимуты и углы падения дислоцированных слоев

взгляд, о том, что в момент их образования осадок мог быть разжижен, а также о том, что в образовании таких мелких диапиров существенную роль играли плотностные неоднородности в песчаном осадке.

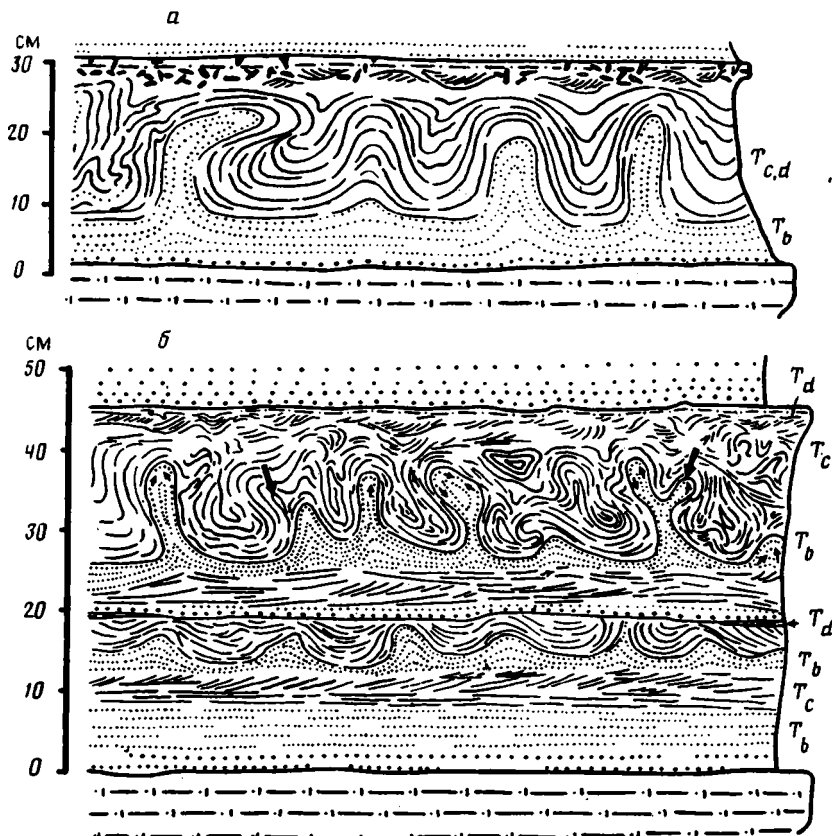
Во многих разрезах наблюдаются смятия в верхних частях слоев неслоистых песчаников, захватывающие и вышележащие параллельно-слоистые песчанники. Например, в верхней части слоя песчанника с едва заметной параллельной полосчатостью наблюдаются сложные мелкие смятия нагнетания в ядрах более пологих складок, сложенных вышележащими осадками (см. фиг. 1, б).

Чаще встречаются более правильные дислокации. Они представляют собой достаточно равномерно распределенные в разрезе и на площади изометричные, округлые, овальные узкие, часто острые антиклинали (высотой от нескольких сантиметров до 0,5 м) и разделяющие их широкие и сравнительно пологие понижения — синклинали. Поскольку в плане такие изометричные антиклинали распределены довольно равномерно, в обнажениях вскрываются различные их части — то крылья, то ядра, и видимая их высота сильно колеблется (фиг. 2). В ряде случаев наблюдаются крайние формы таких дислокаций — узкие диапиры неслоистого песчанника, пронизывающие вышележащие параллельно-слоистые песчанники. Расстояние между гребнями таких антиклиналей и диапиров прямо зависит от мощности неслоистого осадка.

Эти данные показывают, что в целом неслоистые и нечеткопараллельно-слоистые осадки высокоплотных турбидных потоков были менее плотными (из-за слабой упаковки зерен), чем вышележащие осадки. Это усугубляло их неустойчивость и способствовало образованию в них конвективных дислокаций при их разжижении.

В осадках низкоплотных турбидных потоков подобные дислокации выражены гораздо отчетливее благодаря наличию четкой слоистости. Особенно эффектны они в слоях параллельно-слоистых песчанников. По степени развития среди них выделяется три основных типа.

Первый тип дислокаций представляет собой небольшие волнообразные (в разрезе) изгибы слоев с более узкими и острыми изометричными, овальными в плане антиклинальными формами, а также более широкими и пологими синклиналильными формами. Они имеют максимальный размах в средних частях слоев и постепенно затухают вверх и вниз по разрезу.

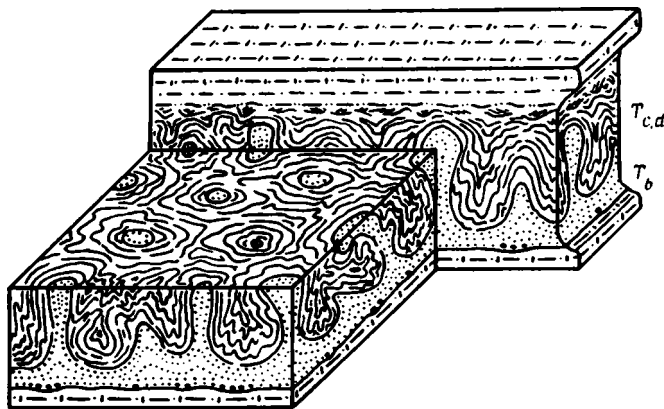


Фиг. 3. Конвективные дислокации второго (а) и третьего (б) типа в отложениях низкоплотностных турбидных потоков в верхней части оленинской свиты на левобережье р. Ольги в 4 км от ее устья. Условные обозначения см. на фиг. 1. Стрелками показаны мелкие диапиры первой генерации

Второй тип дислокаций представлен мелкими острыми диапировыми складками. Центральные части их сложены относительно более крупнозернистым материалом, со слабо выраженной полосчатостью, подчеркивающей смятия. Часто они представляют собой отчетливо выраженные ядра нагнетания, либо протыкания, с преобладающей субвертикальной полосчатостью, образованной, видимо, главным образом течением материала. В плане такие диапиры довольно равномерно распределены по площади пласта, обычно округлые, овальные, без четко выраженной линейности. Нередко они наклонены и "ныряют" в разные стороны (фиг. 3,а). Между диапирами наблюдаются текстуры сжатия и течения материала. Морфология таких дислокаций отражена на блок-диаграмме (фиг. 4), показывающей их строение в трех сечениях.

Третий тип дислокаций представлен мелкими диапирами, имеющими форму перевернутой капли и даже гриба, пронизывающими песчаный слой от нижних его частей до кровли. Сравнение показывает, что ядра таких диапиров сложены обычно относительно более крупнозернистым, но более легким материалом — светлыми пемзовыми частичками и углистым детритом, хорошо подчеркивающим особенности их строения (фиг. 3,б).

Наиболее четко третий тип конвективных дислокаций проявлен в некоторых пластах вулканотурбидитов, состоящих из кислого пирокластического материала, обнажающихся на левобережье р. Татьяны, в ее верховьях (фиг. 5). В них диапиры крупнопесчаного витрокластического материала, зарождавшиеся в сред-



Фиг. 4. Блок-диаграмма, показывающая строение типичных конвективных дислокаций в осадках высоко- и низкоплотностных турбидных потоков в тюшевской и богачевской сериях. Условные обозначения см. на фиг. 1

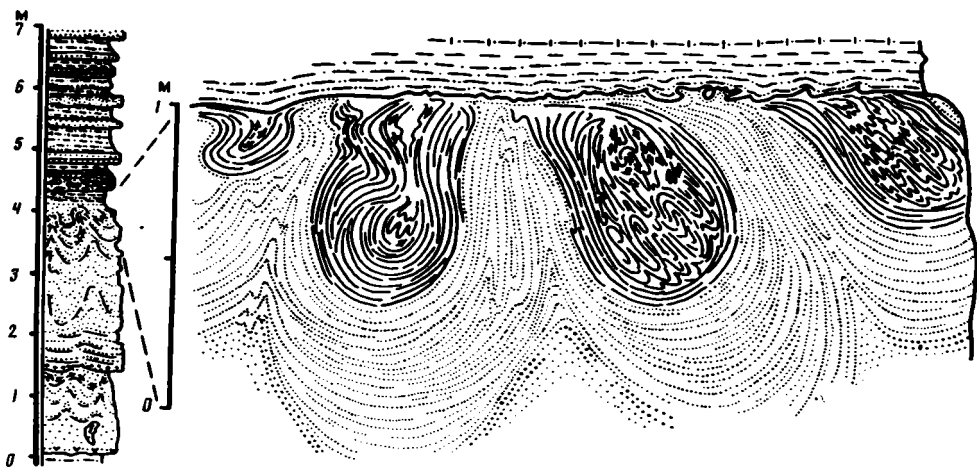
ней части пласта, достигают его кровли и растекаются, полностью вытесняя, раздвигая в стороны верхний слой средне- и мелкозернистого витрокластического песка, а также слегка сминая и перекрывающие алевроитовые аргиллиты. В таких диапирах полностью утрачиваются первичные текстуры осадка и появляются ярко выраженные текстуры течения. Мелкозернистый песок, слагавший верхнюю часть пласта, сильно скучен в пространствах между диапирами и явно погружался в нижние, менее плотные части пласта. В нем благодаря реликтам первичной параллельной слоистости и примеси углистого детрита ярко выражено сплющивание, течение материала. Такое конвективное его течение происходило, либо по крайней мере завершалось, уже после отложения слоя перекрывающих аргиллитов, поскольку нижняя часть этого слоя несколько вовлечена в дислокации.

Конволютная слоистость (мелкие деформации в слоях мелкокосослоистых песчаников) в третичных отложениях Тюшевского прогиба ранее обычно интерпретировалась как следы мелких подводных оползаний [5]. Изучение показало, что по морфологии и интенсивности дислокации этих слоев разнообразны. В мощных слоях турбидитов они обычно тесно связаны с диапировыми складками, зародившимися в более нижних прослоях осадков высокоплотностных потоков (см. фиг. 2). В маломощных слоях осадков низкоплотностных потоков их распространение ограничено обычно интервалом песчаников с мелкой косой слоистостью (фиг. 6). Дислокации охватывают весь такой интервал либо его среднюю часть и обычно имеют вид складок изометричной либо линейной формы. По интенсивности их развития различаются три стадии.

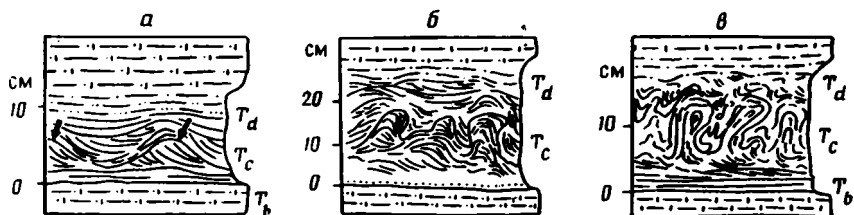
Первая стадия выражается в появлении небольших антиклинальных складок, часто приуроченных к гребням погребенной мелкой ряби течения. На фиг. 6,а они показаны стрелками. Такие складочки часто слабо выражены, и о их существовании можно судить по значительным углам наклона косых слоев в их ядрах (до 60° и более).

Вторая стадия (см. фиг. 6,б) характеризуется отчетливым развитием смятий: изометричных узких, брахиформных, куполовидных антиклиналей, диапиров и более широких синклиналей. В этих деформированных осадках еще распознается первичная косая слоистость. Благодаря ее наличию дислокации, в отличие от аналогичных нарушений в параллельно-слоистых песчаниках, выглядят более сложными.

Третья стадия (см. фиг. 6,в) характеризуется сильно развитыми смятиями с обилием наклонных, лежащих и даже ныряющих куполовидных, диапировых складочек. В них уже невозможно различить первичной косой слоистости,



Фиг. 5. Конвективные дислокации в слоях тефроидных осадков высокоплотностных турбидных потоков в богачевской серии; верховье р. Татьяны. В левой части рисунка показан фрагмент разреза флишевой толщи с мощным пластом тефроидных турбидитов. В правой его части показаны детали строения этого пласта. Условные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 6. Различные стадии развития конвективных дислокаций в слоях осадков низкоплотностных турбидных потоков (тюшевская серия). Условные обозначения см. на фиг. 1

уничтоженной течением материала. О ее существовании свидетельствует тот факт, что в основании и кровле слоев, где интенсивность смятий меньше, распознаются ее реликты. Следует отметить, что в верхних частях залежей турбидитов, представленных параллельно-слоистыми алевролитами и алевропелитами, дислокации резко ослаблены либо вовсе отсутствуют. Это говорит о том, что в слоях турбидитов конвективные дислокации охватывают лишь интервалы, сложенные в основном песками — от крупно- до мелкозернистых и алевроитовых.

ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДИСЛОКАЦИЙ

Имеющиеся данные показывают, что рассматриваемые нарушения первичной слоистости формировались вскоре после накопления осадков и являются в связи с этим по существу отражением процесса их раннедиагенетического уплотнения. При этом в одних случаях они возникали сразу же вслед за отложением неустойчивого осадка, а в других — появлялись уже в глубине толщи осадков.

В большинстве случаев дислокации развивались в осадке неглубоко от поверхности дна моря. Иллюстрацией этого вывода является фиг. 3, б. На ней показаны два слоя (I и II) отложений низкоплотностных турбидитовых потоков, залегающих друг на друге с незначительным размывом (в несколько сантиметров). Фоновые осадки — диатомовые глинистые алевролиты — между ними отсутствуют, что свидетельствует о незначительном интервале времени между их накоплением.

Между тем за этот интервал в нижнем слое успели образоваться дислокации, так как они отчетливо срезаются поверхностью размыва.

На фиг. 1,б показаны два слоя отложений высокоплотностных турбидитовых потоков, разделенных "фоновыми" осадками — диатомовыми алевролитами. Из взаимоотношений пород видно, что образование пологих складок, захвативших нижний слой турбидитов, началось уже после того, как накопился и перекрывающий его слой "фоновых" осадков, и вышележащий слой турбидитов.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ДИСЛОКАЦИЙ

Изучение морфологии нарушений первичной слоистости в различных фациальных типах турбидитов показало их принципиальное сходство. Они представлены главным образом равномерно распределенными на площади пласта изометричными, овальными антиклинальными формами — от небольших узких складочек до мелких куполов и диапиров столбо-, капле- и даже грибообразной форм. Их ширина часто намного меньше их высоты. Они чередуются с более широкими и пологими понижениями (см. фиг. 4). В ядрах таких мелких куполов и диапиров обычно залегает более крупнозернистый материал, состоящий из менее плотных частиц вулканического стекла, обломков осадочных пород, углистого детрита.

По морфологии рассмотренные нарушения весьма сходны с дислокациями, образующимися в экспериментах с двумя вязкими жидкостями, более плотная из которых залегает на менее плотной [6]. Все эти данные позволяют сделать вывод о том, что нарушения первичной слоистости в турбидитах богачевской и тюшевской серий Восточной Камчатки являются смятиями, образовавшимися в результате конвективного уравнивания первично неустойчивого осадка. Эта неустойчивость была связана с неплотной упаковкой частиц осадка и залеганием более плотных (часто и лучше "упакованных") осадков на менее плотных. К тому же она резко усугублялась при внезапном разжижении такого осадка, когда резко падала его прочность и высвобождалось много межзернового флюида, в связи с чем возрастало поровое давление.

Эксперименты показывают, что даже сравнительно плотный материал при повторяющейся нагрузке уменьшается в объеме по мере увеличения циклов нагрузки. Если при этом воспрепятствовать удалению воды, то каждый такой цикл нагрузки приводит к приращению остаточного порового давления и уменьшению эффективного напряжения. В конце концов поровое давление становится близким к окружающему внешнему давлению, а эффективные напряжения почти исчезают и осадок разжижается [2]. При землетрясениях, особенно при сильном сейсмическом дрожании, у дна моря возникают переменные касательные напряжения, которые могут легко привести к разжижению несвязного песчаного осадка с неплотной упаковкой частицами.

В связи с изложенным можно наметить следующую модель образования дислокаций. Песчаные осадки турбидного потока практически сразу после накопления перекрываются алевропелитовыми осадками этого же потока, а в дальнейшем и "фоновыми" илами. В неустойчивом осадке может происходить медленное движение материала с образованием смятий. Однако оно резко усиливается при внезапном разжижении осадка во время землетрясений.

В разжиженном осадке быстро образуются конвективные ячейки. Порции с более низким удельным весом, залегающие часто внизу слоя, обогащаются высвобождающейся межзерновой водой, устремляются вверх в виде мелких куполов и диапиров, а порции параллельно- и мелкокосослоистого песка с большим удельным весом несколько погружаются. Благодаря тому что песчаный слой перекрыт тонкозернистыми илами, излишняя вода не успевает быстро из него удаляться, что способствует продолжению конвективного течения песка. К тому же он слабо сортирован, в нем много алевропелитовых фракций, что также благоприятствует более длительному его пребыванию в разжиженном состоянии. Усилению размаха конвективных смятий способствует наличие интервалов, обогащенных легким материалом: пемзовыми и углистыми частицами. Наконец, удаление части межзернового флюида прекращает процесс конвективного течения песка.

Следует отметить, что уплотнение турбидитов занимало достаточно длительный период, во время которого могло неоднократно происходить их разжижение. При этом могли дальше развиваться уже возникшие конвективные ячейки, либо возникать новые, большего или меньшего масштаба. Например, на фиг. 3,б в верхнем слое турбидитов различаются две системы конвективных ячеек: ранняя более частая из мелких диапиров (показаны стрелкой) и поздняя из более редких и крупных диапиров.

* *
*

Проведенное изучение показало широкое развитие нарушений первичной слоистости в песчаных осадках как высоко-, так и низкоплотностных турбидных потоков. В большинстве случаев они представлены мелкими изометричными, овальными складками, мелкими куполами либо диапирами.

Образование таких мелких дислокаций происходило в период раннедиагенетического уплотнения песчаного осадка, обладавшего значительной неустойчивостью. Эта неустойчивость была обусловлена неплотной упаковкой песчаных частиц и их плотностными неоднородностями.

Судя по морфологии смятий, процесс их образования являлся по существу процессом конвективного течения осадка, стремящегося к устранению плотностных неоднородностей. Этот процесс резко усиливался при разжижении осадка во время землетрясений и под воздействием других причин. В ядра куполов и диапиров устремлялась часть межзерновой воды, способствуя резкому снижению вязкости и плотности всплывающей песчаной пульпы. Удаление этой воды прекращало процесс развития дислокаций.

В связи с изложенным конвективные дислокации, будучи отражением первичной неустойчивости быстро отложенного осадка, являются, как известно, одним из важных признаков отложений турбидитовых потоков.

Список литературы

1. Арсанов А.С. Палеогеография Восточной Камчатки в миоцене // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1973. Т. 78. № 3. С. 142–143.
2. Болт Б.А., Хорн У.Л., Макдональд Г.А., Скотт Р.Ф. Опасность оползней // Геологические стихии. М.: Мир, 1978. С. 229–234.
3. Двали М.Ф. Геологическое строение и нефтегазоносность Восточной Камчатки // Тр. ВНИГРИ. Спец. сер. Вып. 16. Л., 1955. 268 с.
4. Марковский Б.А., Супруненко О.И. Сравнительная характеристика двух типов турбидитовых формаций Восточной Камчатки // Сов. геология. 1972. № 10. С. 24–31.
5. Несвит Д.С., Плешаков И.Б. О флишевых иероглифах и подводных оползнях в третичных отложениях Кроноцкого района восточного побережья Камчатки // Геология и геохимия. 1960. Сб. 3 (IX). С. 264–278.
6. Anketell J.M., Cegla J., Dzulynski S. On the deformational structures in systems with reversed density gradients // Roczn. Polsk. towarz. Geol. 1970. V. 40. P. 30–50.
7. Bouma A.H. Sedimentology of some flych deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
8. Dott R.H., Howard J.K. Convolute lamination in nongraded sequences // J. Geol. 1962. V. 70. P. 114–121.
9. Dzulynski S., Smith A. Convolute lamination; its origin, preservation and directional Significance // J. Sediment. Petrol. 1963. V. 33. P. 616–627.
10. Haat R. 1956. Significance of convolute lamination // Geol. en Mifnb. 1956. V. 18. P. 188–194.
11. Kuenen P.H. Graded bedding with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain // Verhandel Koninkl. nederl. Akad. wet. Afd. natuurkunde I reeks 1953. V. 20. P. 1–47.
12. Kuhn-Velten H. Sub-aquatiscche Rutschungen in höheren Oberdevon des Sauer landes // Geol. Rundschau. 1955. Bd 44. P. 1–25.
13. Lowe D.R. Water escape structures in coarse-grained sediments // Sedimentology. 1975. V. 22. № 2. P. 157–204.
14. Lowe D.R. Sediment gravity flows: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // J. Sediment. Petrol. 1982. V. 52. № 1. P. 279–297.

15. *McKee E.D., Goldberg M.* Experiments on formation of contorted structures in mud // *Bull. Geol. Soc. America.* 1969. V. 80. P. 231–244.
16. *Rich J.L.* Flow markings, groovings and intrastratal crumplings as criteria for recognition of slope deposits, with illustration from silurian rocks of Wales // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1950. V. 34. P. 717–741.
17. *Sanders J.E.* Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms // *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 1965. V. 12. P. 192–219.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
25.XII.1989

УДК 552.54:552.55:551.763.3 (4.77)

© 1991

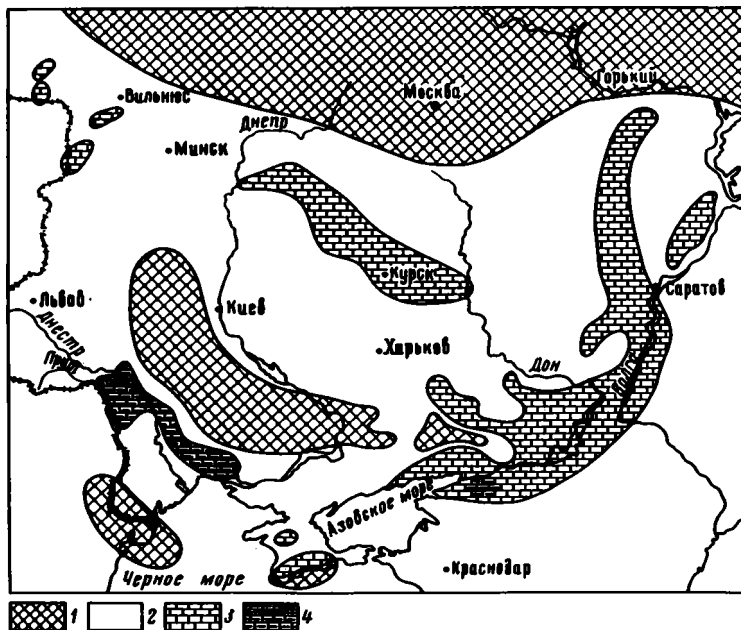
Перес Ф.С.

КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЮГО-ЗАПАДА СССР И ПЕРСПЕКТИВА ИХ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Изложены результаты исследований нового многоцелевого вида минерального сырья — кремнеземистых известняков и близких им по составу пород. Охарактеризованы особенности их вещественно-минерального состава, условия локализации и происхождение. Показано, что вследствие высокой химической активности слагающего их карбоната и кремнезема и благоприятного их соотношения эти породы могут быть использованы для получения высококачественного синтетического волластонита, декоративных цементах, минеральных осадителей и других материалов и изделий на их основе.

Меловой период (система) обладает рядом специфических черт, свойственных только этому отрезку времени в геологической истории Земли. Одна из них — наличие своеобразных осадочных формаций, в составе которых впервые появляются писчий мел, широко распространены глауконитовые пески, фосфориты, разнообразные кремнистые и другие осадки, с которыми связаны крупные залежи полезных ископаемых. К числу малоизученных образований, свойственных позднему мелу, следует отнести также некоторые смешанные кремнисто-карбонатные и кремнисто-карбонатно-глинистые породы, в которых породообразующая роль принадлежит аутигенному кремнезему глобулярной или гиалоподобной структуры. Ранее такие породы обычно не выделялись в самостоятельную разновидность, а списывались совместно с близкими им по внешнему облику породами под различными терминами: мел, меловой мергель, кремнистый мел, мергель и др. На весьма своеобразный состав таких "мергелей" одним из первых обратил внимание Л.В. Пустовалов [27]. Изученные им образцы из окрестностей г. Каменка (на Днестре) оказались смесью карбоната не с глиной, а с глобулярным опалом. По мнению исследователей 30-х годов такие породы были отнесены к категории экзотических. Однако позже Г.И. Бушинский [10] описал мергели из меловых отложений ДДВ, в которых кремнезем также находился в форме опала. В настоящее время такие или близкие им породы обнаружены во многих регионах нашей страны. В Могилевском Приднестровьи и в Молдове они были изучены Ю.Н. Сеньковским [24] и автором [13, 14], а на востоке Украины — С.И. Шуменко [26]. Различные варианты их классификации предложены Ю.Г. Копысовым [9] и С.И. Пастернаком, Ю.Н. Сеньковским и др. [12]. Таким образом, редкость рассматриваемых пород лишь кажущаяся и объясняется скорее всего недостаточной их изученностью и внешним сходством с другими типами пород, за которые они нередко принимались. На самом же деле они являются типичным широко распространенным характерным образованием верхнего мела, сохранившим в своем облике и составе специфические черты его природной обстановки, аналогов которой в настоящее время, по-видимому, не существует. Рассмотрим некоторые особенности локализации, состава и сферы использования верхнемеловых кремнисто-карбонатных пород.

На территории Молдовы и сопредельных областей УССР кремнеземистые известняки выступают на дневную поверхность в склонах долины р. Днестр и его притоков от пгт. Каменка (на юге) до с. Васильевцы (на севере). В северной части



Фиг. 1. Схема распространения верхнемеловых карбонатно-кремнистых пород на Юго-Западе СССР

1 — суша; 2 — предполагаемое распространение моря; 3 — кремнеземистый мергель, мел; 4 — кремнеземистый известняк

республики (в междуречье Прут — Днестр) и на северо-западе Причерноморья они прослеживаются по скважинам почти до широты г. Кишинева (фиг. 1). Кремнеземистые известняки — специфические горные породы, сложенные преимущественно карбонатом кальция и кремнеземом (опал-СТ). Они приурочены к образованиям позднего сеномана и имеют довольно четкий стратиграфический контроль. Как правило, пачка известняков мощностью 10–30 м залегает на глинистых или иноцерамовых известняках нижнего сеномана и прослеживается в Приднестровье по обнажениям на расстоянии более 100 км. Сам пласт продуктивной толщи представляет собой белую или светло-серую (в увлажненном состоянии) слабосцементированную породу с многочисленными (иногда до 40%) конкрециями опал-кристобалитовых и халцедоновых кремней. Местами (села Кременчуг, Воронково, г. Каменка и др.) известняки становятся более тонкозернистыми, мягкими, мелоподобными, при этом, как правило, количество глобулярного SiO_2 в них заметно возрастает (до 40%), а кремней становится меньше (1–2%), часто они почти совсем отсутствуют (с. Сенатовка). Так как прочность кремнеземистых известняков ниже, чем подстилающих их органогенных — детритовых (иноцерамовых) известняков, в контакте этих двух литологических разновидностей пород обычно отмечается карнизообразный выступ. Это явление характерно для участков, где отпрепарирован эрозией полный разрез сеномана и может служить одним из надежных признаков подошвы продуктивного горизонта. Перекрывает кремнеземистые известняки кремнево-трепеловая толща, с которой они связаны постепенным переходом, а там где последняя отсутствует — “клеякими” песками подольской свиты. На западе территории в удалении от кристаллического щита (район северомолдавского Припутья), кремнеземистые известняки сменяются мелоподобными карбонатными образованиями, а на севере и северо-востоке — глауконитовыми песками. Отмеченные выше литолого-фациальные признаки продуктивного горизонта позволяют достаточно надежно выделять его как в обнажениях, так и по керну. Менее четкий литологический контроль имеет пласт

кремнеземистых известняков, распространенных на территории Одесской обл. (на широте городов Котовск — Рыбница). Здесь они переслаиваются в разрезе сеномана с мелоподобными и глинистыми мергелями, при этом его мощность к югу заметно возрастает от нескольких метров у г. Котовска до нескольких десятков метров у пос. Фрунзовка [10].

Еще далее на юг и юго-запад (г. Белгород-Днестровский) кремнеземистые известняки замещаются фациально мелоподобными мергелями и писчим мелом, а на восток и юго-восток распространяются, по-видимому, несколько дальше в направлении г. Николаева.

В пределах центральных районов европейской части СССР близкие по составу породы, именуемые кремнеземистыми мергелями или кремнеземистым мелом и др., распространены в Брянской, Курской областях, на юго-западе Орловской и северо-западе Воронежской областей, а также на крайнем востоке БССР, в районе Климовичей и Костюковичей [6, 8, 11]. Их возраст определен как коньякский и сантонский, реже (восток Белоруссии) верхнетуронский, а мощность варьирует от 1 до 17 м. Характерной особенностью этих пород является то, что они занимают здесь промежуточное положение между фацией мела и мергелей, с одной стороны, и фацией известковых опок и опок — с другой. Наиболее перспективные участки распространения кремнеземистых мергелей приурочены к приподнятым водораздельным пространствам средней части р. Десны, а также к склонам долин рек Остер и Ипуть (Шумячский р-н), где эти породы имеют значительную мощность, залегают на небольшой глубине и доступны открытой разработке совместно с трепелом, опокой и мелом.

Весьма фрагментарны сведения о наличии смешанных кремнисто-карбонатных и кремнисто-глинистых пород в южной Прибалтике. Здесь они тяготеют к отложениям нижнего сантона и верхнего коньяка и представлены кремнеземистым, местами алевритистым мелом, кремнеземистым мергелем, распространенным на западе Шелутского и Варенского районов южной Литвы и в юго-западной части Гусевского р-на Калининградской обл. [9, 11]. Обычно эти породы ассоциируют с трепелами, опоками и мелом, часто запесочены и содержат значительное количество кремней.

В пределах Донбасса кремнеземистые мергели кампана и маастрихта широко распространены на северной (от Лисичанска и ниже по Северному Донцу) и в южной (от г. Амвросиевки до низовьев Дона) [5, 6] окраинах. Еще далее к югу (города Мамаев Курган, Миллерово) мергели сменяются кремнеземистыми известняками, по внешнему облику и вещественно-минералогическому составу близкими молдавским. Они широко развиты в междуречье рек Тузлов и Крепкая на уровне станиц Лысогорская и Аграфеновка, а также по рекам Полной и Глубокой. Мощность этих известняков обычно превышает 10 м, для верхней части толщи характерно присутствие конкреций халцедоновых кремней. Мощность кремнеземистых мергелей значительно больше (до 120 м) в Лисичанском районе.

Далее к северо-востоку от указанной территории поле сантонских кремнеземистых (опоковидных) мергелей прослеживается в субмеридиональном направлении от района Нижней Волги и далее к северу и северо-востоку вплоть до среднего течения р. Суры. Согласно данным, приведенным в работе [8], в бассейне р. Суры мощность кремнеземистых мергелей составляет около 6 м. На севере Сурско-Свияжского водораздела она уменьшается до 3,8 м (у д. Языково), а у с. Климовка вновь возрастает до 15 м. Как и в других регионах, здесь кремнеземистые мергели переходят на восток и юго-восток в глинистый мергель и далее в писчий мел, а на западе — в песчанистые опоки, а затем в глауконитово-кварцевые пески. Ширина полосы кремнеземистых мергелей составляет 20–60 км, а ее протяженность более 400 км. Это одна из наиболее обширных и наименее изученных площадей распространения смешанных карбонатно-кремнисто-глинистых пород.

Химический состав карбонатно-кремнистых пород Юго-Запада СССР, мас.%

Номер образца	Место отбора	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
12	с. Сенатовка (МССР)	32,68	0,24	1,33	0,26
15	То же	36,08	0,24	1,82	0,34
17	"	43,00	—	1,73	0,61
823	с. Брынзены (МССР)	14,70	—	0,69	0,82
5	г. Сороки (МССР)	24,91	—	1,74	1,06
619	с. Вережаны (МССР)	30,42	—	1,70	0,87
710	с. Кременьчуг (МССР)	34,96	—	0,51	1,85
10	с. Карповка (УССР)	35,52	—	2,60	2,60
45	г. Котовск (УССР)	20,72	0,11	2,99	1,23
19	с. Фрунзовка (УССР)	23,66	0,10	2,20	0,95
13/2	Район г. Миллерово (Ростовской обл.)	40,72	Не опр.	5,01	2,77
9	г. Матвеев-Курган, (Ростовской обл.)	23,60	—	1,56	1,20
	Восточная часть Крыма	25,0—26,0	—	1,0—2,35	0,49—0,91
20	Месторождение "Коммунарское" (Смоленская обл.)	10,68—45,8	3,93—12,62		1,19—3,99
21	Месторождение "Кукишкис" (ЛитССР)	8,2—38,5	—	1,0—4,0	0,2—2,0
22	Месторождение "Матуйзас" (ЛитССР)	42,9	—	3,0	1,0
23	Месторождение "Шаркишки" (ЛитССР)	11,6—33,7	—	0,3—0,9	0,2—0,7
1	Южная окраина Донбасса, р. Крынка	55,32	—	4,30	1,37
2	То же	35,13	—	1,08	1,17
4	"	24,25	—	1,73	1,43
6	"	13,15	—	1,71	0,67
18	г. Луганск	35,20	—	4,74	3,00

Примечания. Анализы образцов 1—6; 20—23 и 18 приведены соответственно по данным [5, 8, 26]. Здесь и далее обр. 19 и 45 и обр. 9 и 13/2 из коллекций соответственно С.И. Шуменко и Б.В. Талпа, анализы выполнены нами. Данные по Восточной части Крыма приведены в соответствии с устным сообщением В.В. Шехоткина. В обр. 20 кроме того определен P₂O₅ в количестве 0,41%.

Наконец, заслуживает внимания упоминание В.В. Шехоткина и др. [25] о наличии кремнеземистых известняков среди меловых отложений Крыма. По устному сообщению этого же автора, они широко развиты в Горном Крыму (от Севастополя до Феодосии); а также в центральной части Равнинного Крыма. Здесь эти известняки слагают нижнемаастрихтскую флишеидную толщу, распространяясь и ниже в кампан, а сверху переходят в кремнисто-алевритовые известняки верхнего маастрихта. Как и в других регионах, кремнеземистые известняки здесь мелоподобные, микро- и мелкозернистые и нередко содержат включения кремней. По составу породообразующих компонентов среди них выделяются кокколи-тово-фораминиферовая и кокколитово-спикуловая разновидности, наибольший практический интерес представляют последние. По сравнению с первыми в них содержится больше аутигенного SiO₂ и меньше тонкодисперсного кварца.

Как видим, смешанные кремнисто-карбонатные породы в пределах Восточно-Европейской платформы и прилегающей части складчатого Крыма имеют много общих тектурно-структурных черт и литофациальных особенностей. Занимая промежуточное положение между крайними членами пород ряда известняк (мел)—трепел (опока), они тесно ассоциируют с последними и, будучи связаны с ними постепенными переходами, приобретают своеобразный усредненный состав и свойства, отличающие их как от известняка, так и от трепела. Внешний облик

CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	П.п.п.	Сумма
34,72	1,41	0,14	0,34	Не опр.	29,48	100,60
32,61	1,08	0,11	0,27	—	28,04	100,49
29,54	0,31	0,13	0,29	—	25,02	100,63
45,91	0,82	0,27	—	—	37,35	100,56
38,78	1,00	—	0,30	—	32,17	99,97
36,43	0,56	—	0,32	—	30,12	100,42
33,60	0,84	—	—	—	28,62	100,38
34,80	0,20	—	—	0,24	28,30	101,86
38,85	0,81	0,42	0,88	—	33,83	99,84
37,70	1,15	1,10	1,10	—	32,41	99,27
22,94	0,54	0,38	0,81	—	26,96	100,09
38,67	0,14	0,19	0,34	—	34,06	99,76
33,0–40,0	0,9–1,2	—	0,22	—	—	—
15,68–43,30	0,04–2,29	Не опр.	Не опр.	0,12–1,63	16,63–33,83	—
28,0–49,5	0,3–0,9	—	—	Следы	—	—
28,4	0,6	—	—	0,5	23,4	—
20,0–48,6	0,3–0,7	—	—	—	20,3–38,9	—
18,88	0,88	—	—	0,05	18,80	99,60
35,18	0,42	—	—	0,08	26,90	97,96
38,98	0,73	—	—	0,07	32,60	99,79
44,18	0,36	—	—	0,10	39,94	100,11
30,96	0,79	—	—	—	25,30	99,90

смешанных пород, содержащих CaCO_3 и аутигенный SiO_2 , достаточно однообразен. Все они тонкозернисты, мелоподобные, белого или светло-серого цвета и содержат включения, иногда значительные, кремней. Для отдельных горизонтов характерно обилие разнообразных ходов илоедов, по которым возникают псевдоморфозы кремней палочко-, сучковидной, трубчатой, неправильной и других форм. В шлифах из этих же пород хорошо различимы опаловые спикулы губок и сохранившиеся после их растворения пустоты, которые нередко выполнены кальцитом. Количество последних составляет местами около четверти объема породы, в то время как опаловые спикулы попадают сравнительно редко. В уплотненных участках породы и в конкрециях поры от растворившихся спикул губок заполнены халцедоном, глобулярным кремнеземом, либо тем и другим совместно.

В составе основной массы кремнисто-карбонатных пород преобладающую роль играют следующие форменные компоненты: 1) мелкозернистый кальцит (50–80%); 2) раковины фораминифер различной степени сохранности и их фрагменты (5–15, реже 20–30%); 3) кокколиты (10–20%, местами до 40%); 4) оптически изотропный кремнезем глобулярной или гиалоподобной структур (15–30%, реже до 50%); 5) фрагменты макрофауны: призмы раковин иноцерармов и др. (2–10%); 6) клиноптилолит (2–15%).

Второстепенную роль играют глинистое вещество, глауконит, терригенный кварц: выделения сернистого железа и фосфата, из органических остатков — диатомей, радиолярии и силикофлагеллаты.

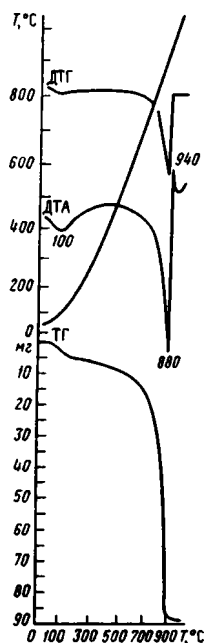
Рассмотрим более подробно главные из них.

МИНЕРАЛОГИЯ КАРБОНАТНОЙ ЧАСТИ ИЗВЕСТНЯКОВ

Изучение химического состава кремнисто-карбонатных пород (табл. 1) показало, что их карбонатная часть практически целиком состоит из кальцита CaCO_3 , который совместно с двуокисью кремния составляет главную (90–98%) часть породы. Количество остальных компонентов (полуторных окислов, титана, железа, щелочных оксидов и магния) невелико и в большинстве случаев не выходит за пределы, характерные для "чистых" известняков. О кальцитовом составе карбоната кремнеземистых известняков свидетельствуют и данные рентгендифрактометрического анализа. На дифрактограммах всех без исключения образцов зафиксирована полная серия рефлексов, свойственных эталонному кальциту. Исключение составляет рефлекс 4,06–4,01 Å, принадлежащий опал-кристобалиту. Его интенсивность непостоянна, она возрастает прямо пропорционально содержанию в известняках нерастворимого остатка и, следовательно, может быть использована для его количественной оценки [17, 18]. Кальцитовый состав породы подтверждается и термическим анализом, показавшим интенсивный эндотермический эффект диссоциации CaCO_3 в интервале температур 880–915°C (потери веса 26–37%). Другие два эффекта: слабо выраженный эндотермический (при 95–120°C), сопровождающийся деформацией весовой кривой, и острый экзотермический (при 830–940°C), вызваны соответственно примесью в анализируемом материале водосодержащих форм кремнезема и кристаллизацией волластонита, что можно проиллюстрировать на примере образца из окрестности с. Сенатовка (фиг. 2).

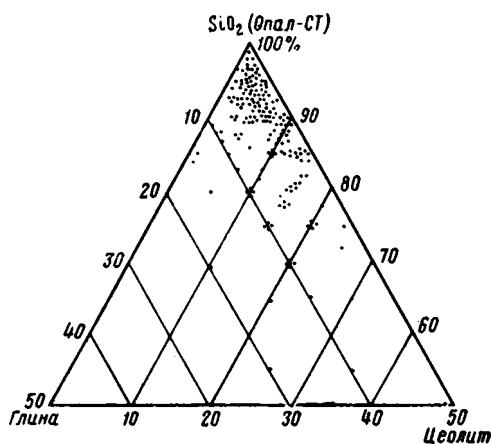
МИНЕРАЛОГИЯ НЕКАРБОНАТНОЙ ЧАСТИ ИЗВЕСТНЯКОВ

Количество некарбонатной части кремнеземистых известняков варьирует довольно в широких пределах (от 10 до 50%). Указанные крайние значения отмечаются, однако, сравнительно редко, примерно у 2–3% изученных образцов, и составляют 30–35% для большинства из них. По внешнему виду нерастворимый (в 5%-ной HCl) остаток представляет собой липкий пудроподобный порошок, снежно-белого, светло-серого или кремоватого цвета. Большая его часть (фиг. 3) состоит из глобулярного оптически изотропного кремнезема с размером частиц от 5 до 10 мкм и показателем преломления 1,471 – 1,481. Лишь изредка (например, в известняках у с. Наславча) в некарбонатном остатке преобладают глобулы сложного, концентрического строения (фиг. 4,а), обычно они также изотропны, но среди них нередки и анизотропные или такие, у которых изотропно только центральное ядро, а внешняя зона двупреломляет, причем показатель преломления изотропной части выше, чем анизотропной. В целом показатель преломления таких глобул понижается до 1,44. Следует отметить еще одну морфологическую разновидность аутигенного кремнезема, в той или иной мере принимающего участие в сложении некарбонатной части изучаемых пород. Это гиало- или желатиноподобный SiO_2 . Частицы или агрегаты такого кремнезема отличаются от вышеописанного неправильной формой, неровными, извилистыми краями и по внешнему облику напоминают обломки вулканического стекла. В пределах МССР данный кремнезем встречается редко. Совместно с глобулярной разновидностью или самостоятельно он составляет нерастворимые остатки кремнеземистых известняков, распространенные лишь в крайней юго-западной части республики (к северо-востоку от г. Рыбница). Такой же состав некарбонатного остатка имеют известняки от сопредельной части Одесской обл. (г. Котовск, с. Фрунзовка), а также в западной части Ростовской обл., в долине р. Крынка (г. Матвеев Курган и др.).



Фиг. 2. Дериватограмма кремнеземистого известняка (с. Сенатовка обр. 15)

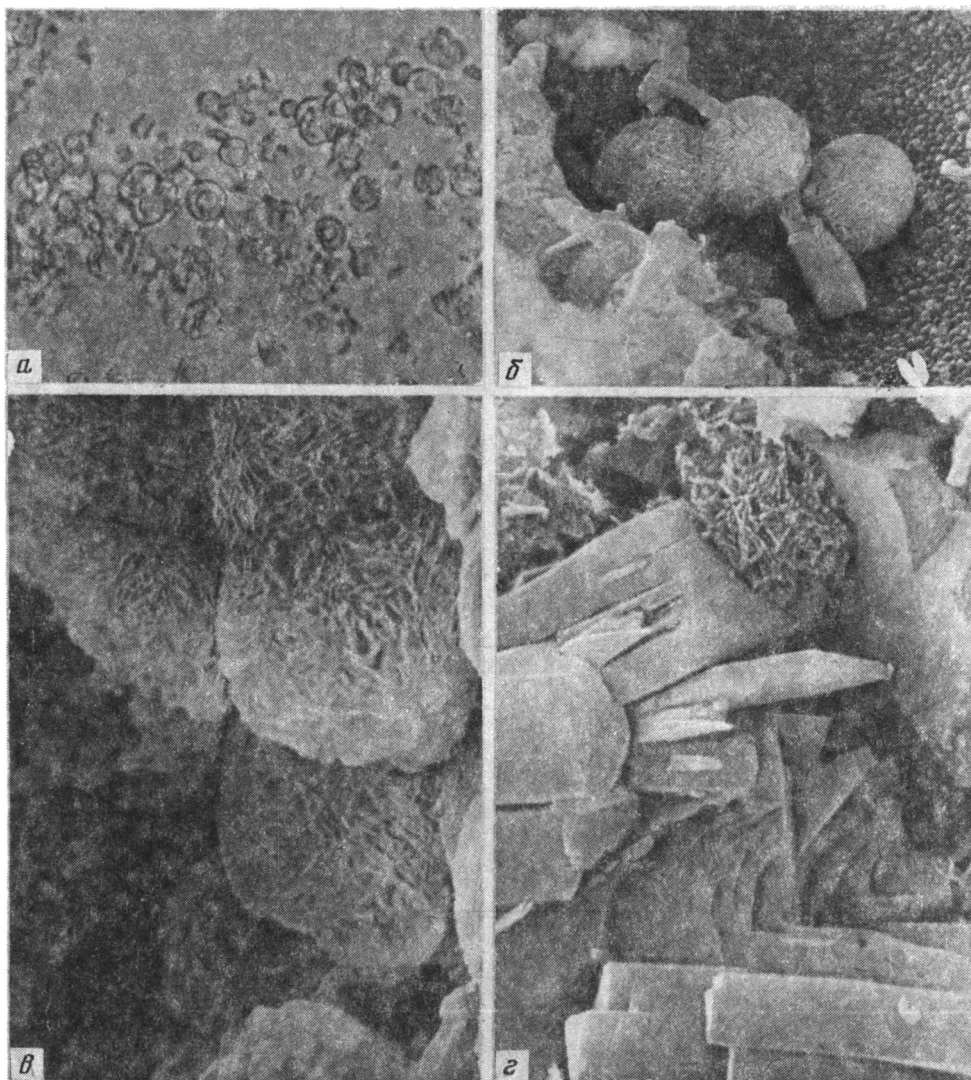
Фиг. 3. Диаграмма содержания основных компонентов в нерастворимом остатке кремнеземистых известняков



Под электронным микроскопом видно, что отдельные глобулярные частицы SiO_2 представляют собой ажурные микроячейстые сферические или слегка деформированные образования с неровной щетинистой поверхностью, иногда они имеют вид "ежиков". Разноориентированные пластины и иглы, образующие ячеи, выступают из тела глобуль выростов (ребер) или игл, создавая своеобразную губчатую скульптуру частицы (см. фиг. 4,б-г). Наблюдаемые ячеи, судя по косвенным данным, соединяются между собой системой канальцев с внутренней полостью глобуль. Такое рыхлое строение глобулярных телец обеспечивает их высокую удельную поверхность и реакционную способность, что определяет во многом ценные свойства кремнеземистых известняков как нового вида сырья для синтеза волластонита и др. Согласно данным химических анализов, глобулярный кремнезем из нерастворимых остатков содержит, вес. %: SiO_2 84,88 — 89,74; TiO_2 0,06—0,12; Al_2O_3 2,28 — 3,87; Fe_2O_3 0,4—1,7; CaO 0,0—0,9; MgO 0,61—2,65; Na_2O 0,09—0,11; K_2O 0,40—0,67; п.п.п. 5,14 — 7,84. В образцах, отмытых от микронной фракции, содержащей преимущественно глинистое вещество, количество кремнезема несколько возрастает (до 92%), а глинозема — снижается (до 1,35%). Из числа микроэлементов здесь определены ($1,4 \cdot 10^{-3}$ — $1,7 \cdot 10^{-4}$ %) Pb, Cr, Ni, V, Zr, Cu, Ga, Mo, Ag, Co, Sr; спорадически Ir и Zn.

Постоянным и весьма характерным компонентом нерастворимых остатков являются цеолиты. Их идиоморфные, призматические, уплощенные, часто деформированные кристаллики благодаря чрезвычайно малым размерам ($l = 5,15$; $d = 2-8$ мкм) кажутся изотропными. Обычно они более или менее равномерно рассеяны в основной массе породы поодиночке или образуют скопления в виде розеток в полостях раковин фораминифер, а также в порах и пустотах от растворившихся органических остатков (фиг. 5 и 6). Иногда отмечаются колеччатые, Т- или крестообразные двойники и гребенчатые сростки. Нередко кристаллы цеолита нарастают на глобулы аутигенного кремнезема (см. фиг. 4,б). В отдельных случаях можно проследить целую гамму взаимопереходов (SiO_2 — цеолит), сопровождающихся деформацией глобулярных частиц, из-за чего порой бывает трудно определить их минералогическую принадлежность.

Результаты рентгенографического анализа цеолитов свидетельствуют о их



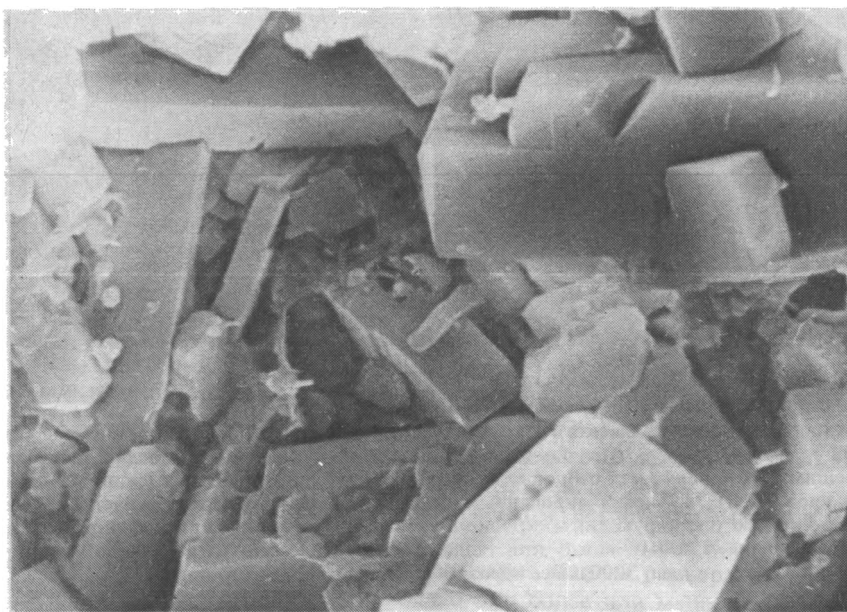
Фиг. 4. Микрофотографии глобулярного кремнезема

а – частицы SiO_2 концентрического строения с оболочкой анизотропного кремнезема (иммерсионный препарат, увел. 320); *б* – однородные сферические частицы опал-кристобалита с "приросшими" к поверхности рабдолитом и кристаллом клиноптилолита (сканирующий микроскоп, увел. 1500); *в* – деформированные агрегаты опал-кристобалита с губчатой скульптурной поверхностью (сканирующий микроскоп, увел. 3000); *з* – опал-кристобалитовый "ежик" поздней генерации, зажатый между кристаллами клиноптилолита (сканирующий микроскоп, увел. 3000). Все образцы – сеноман Приднестровья

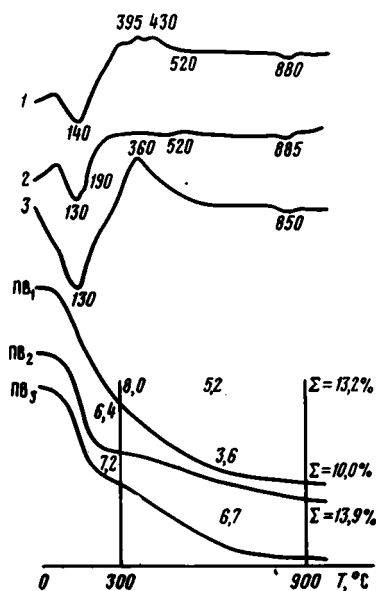
принадлежности к высококремнистой разновидности – клиноптилолиту. Он характеризуется серией отражений: 8,8–8,9; 7,8–7,9; 3,95–3,97; 2,95–2,97 Å и др. Обычно содержание цеолитов в нерастворимых остатках составляет около 5–15% их объема, но местами оно возрастает до 50%. Повышенные концентрации цеолитов отмечаются в кремнеземистых известняках, вскрытых бурением на юго-западном склоне УКШ в пределах Рыбницкого р-на МССР и пограничной с ним Одесской обл.



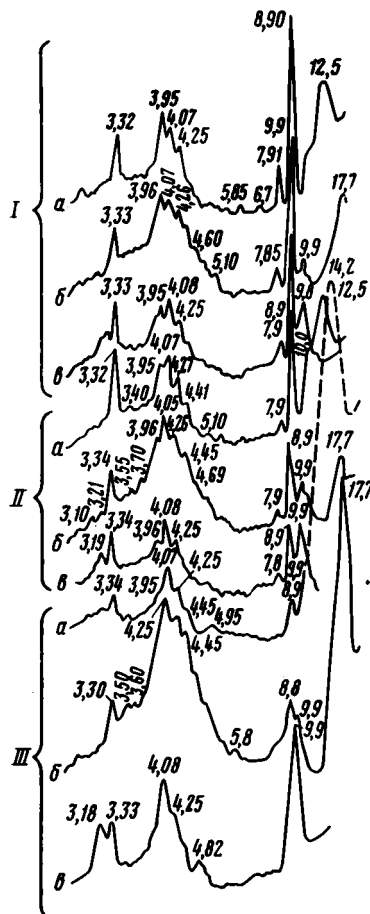
Фиг. 5. Раковина фораминиферы с кристаллами клиноптилолита. Увел. 1000. Кремнеземистый известняк, г. Каменка



Фиг. 6. Таблитчатые кристаллы клиноптилолита в кремнеземистом известняке. Увел. 3000



Фиг. 7



Фиг. 8

Фиг. 7. Термодифференциальные кривые нагревания (1–3) и сопряженные с ними кривые потери веса (ПВ) глинистых фракций из кремнеземистых известняков
1 – с. Вертужаны, обр. 5; 2 – с. Наславча, обр. 4; 3 – г. Миллерово, обр. 13/2

Фиг. 8. Дифрактограммы глинистых фракций (< 0,001 мм) из кремнеземистых известняков
I – г. Котовск, обр. 8; II – с. Ивановка, обр. 2; III – г. Миллерово, обр. 13/2; а – природные образцы, б – насыщенные глицерином, в – прокаленные при 550 °С

Следующим по значимости компонентом нерастворимого остатка является глинистое вещество. Его количество варьирует от 3–5 реже до 10–15% (район г. Миллерово и др.) и обычно соизмеримо с количеством присутствующего здесь же цеолита. На термодифференциальных кривых глинистого вещества из кремнеземистых известняков сеномана Молдовы и СССР и сеномана – дата Ростовской обл. (фракция < 0,001 мм) наблюдаются три эндотермических эффекта. Один глубокий – при 130–140 °С и два ослабленных – при 520 и 850–885 °С (фиг. 7). Первому из них соответствует 7–8%, а второму и третьему 4–6% потерь веса, что характерно для гидрослюдисто-монтмориллонитовых смесей, в которых доминирует последний. Такой состав подтверждается и рентгендифрактометрией, показавшей базальные рефлексы гидрослюды (9,9–10,0 Å) и более интенсивные монтмориллонита (12,5–17,7 Å), соответственно для природного и насыщенного глицерином препаратов (фиг. 8). В некоторых случаях в глинистой фракции господствует смешанослойный минерал гидрослюдисто-монтмориллонитового состава

Таблица 2

**Гранулометрический состав нерастворимых остатков из кремнеземистых известняков верхнего мела Молдовы
и сопредельных областей УССР**

Номер образца	Место отбора	Нерастворимый остаток в 10%-ной НСІ	Фракция						
			> 0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001
12	с. Сенатовка, обн. 1	37,68	0,20	0,20	1,30	40,00	48,20	5,00	5,00
13	”	35,70	0,70	0,30	2,30	46,00	39,60	4,40	6,40
15	”	40,02	1,30	0,40	1,90	47,80	42,00	1,0	5,40
1	с. Воронково	20,9	0,56	0,14	0,14	7,999	57,15	21,43	12,28
1	с. Вертюжаны	27,6	3,16	0,08	1,0	45,17	39,66	7,11	3,33
0	пгт. Каменка, обн. 1	40,4	0,01	0,36	0,54	36,01	51,40	4,40	8,50
1	То же	35,3	Нет	0,17	0,3	14,15	67,40	18,27	10,94
2	”	31,7	”	Нет	0,51	11,2	2,07	45,2	23,7
68	с. Окница, скв. 34	29,8	”	0,10	1,65	16,99	62,36	9,85	8,31
698	с. Васильевцы, обн. 83	34,0	0,43	1,04	0,28	49,53	40,60	3,68	4,31
6	с. Сарацейя, скв. 63	11,7	Нет	0,74	0,74	20,15	32,2	39,25	6,50
9	пгт. Каменка, обн. 77	20,1	0,21	0,21	0,68	21,16	51,6	16,63	11,40
10	То же	34,9	0,43	0,43	1,25	50,06	37,25	5,69	6,31
11	”	41,9	0,21	0,35	2,50	50,38	37,19	8,33	6,14
1	с. Наславча, обн. 7	33,5	0,16	0,08	0,91	37,00	53,49	3,00	5,17
4	с. Ивановка, скв. 79	15,0	Нет	0,78	0,78	7,45	30,75	50,40	10,10
8	г. Котовск, скв. 45	15,0	—	2,82	2,82	11,00	13,85	71,00	1,10
3	с. Фрунзовка, скв. 19	31,0	—	23,26	23,26	38,88	8,80	15,40	13,28

**Примерный количественно-минеральный состав размерных фракций
из нерастворимых остатков кремнеземистых известняков (с. Сенатовка)**

Фракции, мм	Обр. 12						
	цеолит	глина	аутиген- ный SiO_2	кварц+поле- вой шпат	спикулы губок и их фрагменты	цеолит	глина
< 0,001	+	95	+	+	—	+	95
0,001–0,005	30–40	10–15	50–55	+	—	50–60	15–20
0,005–0,01	15–20	5–10	70–80	+	—	40–50	10–15
0,01–0,05	10–15	3–5	80–90	+	—	30–40	5–10
0,05–0,1	—	—	—	16	84	20–30	—
0,1–0,25	—	—	—	7	93	—	—

Фракции, мм	Обр. 24		
	аутигенный SiO_2	кварц+полевой шпат	спикулы губок и их фрагменты
< 0,001	+	+	—
0,001–0,005	20–30	+	—
0,005–0,01	30–40	+	—
0,01–0,05	40–50	+	+
0,05–0,1	20–30	35–40	20–30
0,1–0,25	—	40	60

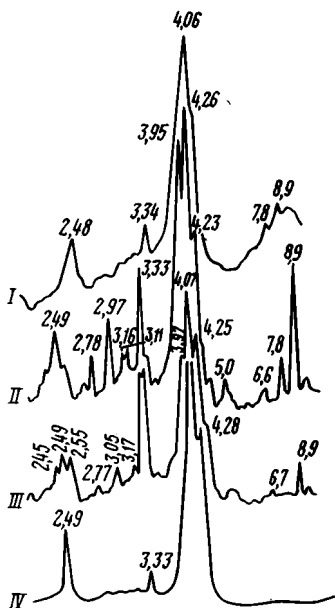
с высоким содержанием монтмориillonитового компонента, который дает отражения 13,8–14,0 Å для естественных образцов и 16,6–17,3 Å для препаратов, насыщенных глицерином. Аналогичный состав глинистой фракции установлен и для кремнеземистых мергелей кампана и маастрихта окраин Донбасса [26]. На всех без исключения дифрактограммах, кроме пиков гидрослюда, слюдоподобного минерала и монтмориillonита, четко проявились пики клиноптилолита (8,9; 7,8–7,9; 3,95 Å), опал-кristобалита (4,07) и кварца (3,34 Å). О гранулярном составе некарбонатной части известняков можно судить по данным, приведенным в табл. 2. Распределение минералов по отдельным фракциям приведено в табл. 3. В микронной фракции сосредоточены преимущественно глинистые минералы. К фракции 0,001–0,005 мм приурочены в основном цеолиты при подчиненной роли глобулярного SiO_2 , вследствие чего существенное возрастание выхода данной фракции, как правило, указывает на повышенное содержание в нерастворимом остатке (и породе в целом) цеолита. Во фракции 0,005–0,01 м преобладает в основном глобулярный кремнезем. Он же практически целиком составляет и фракцию 0,01–0,05 мм. В играющих подчиненную роль алевроитовой (0,1–0,05 мм) и песчаной (> 0,1 мм) фракциях концентрируются кварц, полевые шпаты, глауконит, спикулы губок, иногда микроконкреции кремня.

Таким образом, практически вся некарбонатная часть (80–90%) образована аутигенным кремнеземом глобулярной структуры.

Термодифференциальные кривые нагревания этого кремнезема похожи на таковые опалов. Они характеризуются более или менее глубоким эндотермическим эффектом при 100–110°C, связанным с обезвоживанием минерала. Общая потеря воды в анализируемых образцах 4–6%, причем примерно половина ее теряется до температуры 150°C, а остальная часть — выше этой температуры. Такой характер обезвоживания минерала связан, очевидно, с его структурной неоднородностью.

Фиг. 9. Дифрактограммы аутигенного SiO_2 из кремне-земистых известняков

I — с. Брынзены, обр. 824; II — г. Котовск, обр. 8; III — г. Миллерово, обр. 13/2; IV — с. Фрунзовка, обр. 3



Это предположение подтверждается также отсутствием на кривых ДТА термического эффекта полиморфного (α — β) превращения, который не проявляется лишь у природных существенно неупорядоченных форм кремнезема. Рентгendifрактограммы глобулярного SiO_2 (фиг. 9) дают четкие пики опал-кристобалита (4,06—4,07; 2,48—2,49 и 1,61—1,62 Å), что свойственно также для гиалоподобной разновидности аутигенного кремнезема (см. фиг. 9, обр. III и IV). Главный пик кристобалита обладает четко выраженной асимметрией в области 4,23—4,28 Å, что также указывает на низкое значение показателя структурного совершенства вещества. Другие пики на дифрактограммах 3,33—3,34; 8,7—8,9; 7,6—7,9 и 2,96—2,97 Å принадлежат соответственно кварцу (халцедону) и цеолиту (клиноптилолиту).

Специальными исследованиями в веществе глобуль установлено наличие аморфной фазы SiO_2 , не тождественной опалу [16]. Ее содержание в порошковатом опал-кристобалите не поддается точному количественному учету. Можно лишь отметить, что в 3-кратную 5%-ную содовую вытяжку переходит около 50% исходной навески. Несколько больше (60—80%) этого вещества переходит в раствор при двукратной обработке его 10%-ным раствором КОН. Остальная часть кремнезема глобуль растворяется лишь после обработки навески плавиковой кислотой.

Итак, в юго-западной части СССР в верхнемеловом бассейне на значительной площади отлагались кремнисто-карбонатные илы, которые затем превратились в кремнеземистые известняки [11]. Исходя из состава их карбонатной части, в которой преобладают остатки известковых организмов (кокколитофориды, фораминиферы и др.) эти известняки несомненно биогенного происхождения. Аналогичный генезис имеет и кремнеземистая составляющая этих пород. Такой вывод основан на наличии в известняках (и особенно в включенных в них кремневых конкрециях) многочисленных спикул губок. Обычно от них сохраняются лишь кальцитовые псевдоморфозы либо пустоты, что указывает на высокую миграционную способность биогенного SiO_2 . Но нередко можно наблюдать процесс преобразования "расщепления" первичного вещества спикул на серповидные и сферические тельца, идентичные по составу, форме и размерам основной массе глобулярного опала-СТ, нерастворимой части известняков. О высокой миграционной способности кремнезема спикул в процессе диагенеза осадка свидетельствует и характер локализации глобулярного и других форм SiO_2 . Они приурочены обычно к полостям раковин фораминифер, порам и пустотам от других органических остатков, в том числе кремневых губок, диатомей и силикофлагеллат. В фациальных аналогах кремнеземистых известняков (мелоподобные известняки и др.), в которых отсутствуют фрагменты кремнеорганизов, как правило, отсутствуют и глобулярный опал-СТ, а также кремневые конкреции, в которых наиболее полно и отчетливо сохраняются основные черты первичного осадка, его структура и вещественно-минеральный состав.

Наиболее важным практическим результатом явилась разработка технологии получения ценного материала — синтетического волластонита на основе нового вида минерального сырья — кремнеземистых известняков [3, 15, 19]. В отличие от используемых для этой цели за рубежом искусственных смесей горных пород синтез волластонита из кремнеземистых известняков, представляющих природную композицию CaCO_3 и SiO_2 , отвечающую стехиометрии этого минерала, осуществляется при более низкой температуре и с достаточно высоким выходом полезного продукта. Следует, однако, заметить, что природный волластонит из большинства известных месторождений неоднороден. Как правило, он обогащен разнообразными минеральными примесями, что значительно ограничивает сферы его применения. Обогащение таких руд существенно повышает их себестоимость и делает их разработку нерентабельной. Вместе с тем для получения специальных и высококачественных керамических изделий промышленного и бытового назначения необходим волластонит высокой степени чистоты. Этим требованиям отвечает синтетический волластонит. Его потребителями могли бы стать предприятия электротехнической, керамической, строительной, химической и других отраслей промышленности, что способствовало бы повышению качества выпускаемой продукции, в ряде случаев снижению энергозатрат на ее производство, экономии дефицитных композиционных материалов и др. В частности, в МССР, как показали лабораторные и заводские испытания, синтетический волластонит можно использовать в производстве керамической плитки, исключив из ее состава практически полностью применяемое в настоящее время привозное сырье (нефелин, каолин), заменив его местными легкоплавкими глинами [2, 4]. Испытания опытных образцов кордиеритовой керамики показали, что частичная (25%) замена в них дефицитного талька на волластонит приводит к улучшению практически всех параметров ОСТА при одновременном снижении температуры обжига изделий на 150–200°С. Есть другие примеры успешных опытов по применению волластонита в условиях республики и за ее пределами [7, 21, 22, 23] в производстве эмалей, глазурей, фаянса, фарфора, пенокерамики, сварочных электродов, пигментов, электро- и радиокерамики и др. Ценные свойства, придаваемые волластонитом изделиям, побудили многие зарубежные фирмы организовать промышленное производство этого минерала — он стал предметом экспорта. Широки возможности использования волластонита как заменителя асбеста. К сожалению, в нашей стране производство синтетического волластонита, при достаточно высокой его потребности, практически отсутствует. Вместе с тем Молдова располагает месторождениями уникального сырья — кремнеземистых известняков, на базе которых по разработанной нами технологии можно было бы организовать производство высококачественного (и одного из самых дешевых в мире) волластонита, обеспечив им потребность республики и страны.

Особое значение имеют проводимые исследования по применению кремнеземистых известняков в качестве сырья для производства остродефицитных в стране белых и декоративных цементах. Согласно результатам промышленных испытаний установлено, что цементы, полученные на основе кремнеземистых известняков, отличаются от таковых, полученных из традиционных сырьевых смесей, лучшими прочностными характеристиками. Эти же породы, как показали многочисленные опыты, можно использовать для получения белитовых вяжущих и разнообразных строительных материалов на их основе.

Разработана и успешно прошла испытание технология использования кремнеземистых известняков в качестве минерального осадителя органических кислот [20].

По предварительным данным кремнеземистые известняки могут быть с успехом использованы для очистки и рафинирования минеральных и растительных масел, а также для очистки питьевых и промышленных вод. В естественном виде

они обладают достаточно высокой (до 50 м²/г) адсорбционной способностью и по этому показателю не уступают диатомитам и трепелам из многих месторождений СССР.

Как показали исследования, введение кремнеземистого известняка в керамические массы на основе разнообразных глин, интенсифицирует процессы фазо- и структурообразования при их обжиге, что позволяет получать разнообразные архитектурно-облицовочные плитки с фаянсовой текстурой, а также стеновые изделия, в которых пониженная плотность сочетается с высокой прочностью и морозостойкостью, что способствует уменьшению дефектов и повышению качества готовой продукции [1].

Значительный практический интерес представляют кремнеземистые известняки и как строительный материал. В районах северомолдавского Приднестровья эти известняки обнажаются на дневной поверхности и слагают довольно крупные по запасам месторождения. Они имеют невысокую прочность, легко поддаются ручной обработке (распиловке), обладают хорошими тепло- и звукоизоляционными свойствами и при промышленном освоении способны значительно снизить дефицит строительных материалов в республике.

Важно отметить и то обстоятельство, что месторождения кремнеземистых известняков практически повсеместно можно разрабатывать комплексно, добывая попутно из разреза трепел, песок, гравий и другие полезные ископаемые при минимальной площади разрушения плодородных земель. Вовлечение в сферу практического использования нового многоцелевого вида сырья (кремнеземистых известняков) позволит расширить минерально-сырьевую базу Юго-Запада СССР, создать в этом регионе новые предприятия строительной и перерабатывающей индустрии с достаточно высокой перспективой экспорта готовой продукции за рубеж.

Список литературы

1. Балкевич В.Л., Перес Ф.С., Когос А.Ю. и др. Кремнеземистый известняк в производстве изделий строительной керамики // Стекло и керамика. 1986. № 8. С. 16–18.
2. Балкевич В.Л., Когос А.Ю., Перес Ф.С. Аргиллит-воластонитовые массы в плиточном производстве // Стекло и керамика. 1985. № 6. С. 19–21.
3. Балкевич В.Л., Перес Ф.С., Когос А.Ю. и др. Синтез волластонита из природной карбонатно-кремнистой композиции // Стекло и керамика. 1985. № 1. С. 20–21.
4. Бариз М.И., Павлов В.Ф., Перес Ф.С. и др. Плиточные массы, содержащие синтетический волластонит // Стекло и керамика. 1984. № 3. С. 19–21.
5. Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 304 с.
6. Бушинский Г.И., Шуменко С.И. Песчаный мел и его происхождение // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 2. С. 37–53.
7. Волластонит // Под ред. В.П. Петрова. М.: Наука, 1982. 112 с.
8. Дистанов У.Г., Копейкин В.А., Копысов Ю.Г. и др. Прогнозная оценка регионов СССР на опал-кристаллитовое сырье // Кремнистые породы СССР. Казань: Татарск. кн. изд-во, 1976. 410 с.
9. Копысов Ю.Г. Мержельно-меловые породы востока Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1968. 203 с.
10. Нестерова Л.Л. Кремнезем в верхнемеловых отложениях юго-запада Украины // Вестн. Харьк. политехн. ин-та. 1987. № 306. С. 34–35.
11. Осадконакопление и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы в мезозое. Минск: Наука и техника, 1958. 215 с.
12. Пастернак С.И., Гаурилийшич В.И., Гинда В.А. и др. Стратиграфія і фауна крейдових в складив заходу України (без Карпат). Київ: Наук. думка, 1968. 269 с.
13. Перес Ф.С. Новые данные по литологии верхнемеловых отложений Молдавской ССР // Докл. АН СССР. 1968. Т. 179. № 4. С. 957–960.
14. Перес Ф.С. Литология и условия образования верхнемеловых отложений Днестровско-Прутского междуречья. Кишинев: РИО АН МССР, 1969. С. 207–243.
15. Перес Ф.С. Кремнеземистые известняки Молдавской ССР как новый вид полезного ископаемого для получения синтетического волластонита // Изв. АН МССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук. 1977. № 3. С. 52–55.
16. Перес Ф.С. Новые данные о минералогии аутигенного SiO₂ из кремнеземистых известняков верхнего мела Молдавской ССР // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 5. С. 1206–1209.

17. Перес Ф.С., Болотин О.А., Драгуцан И.Т. Количественное определение опал-кристобалита в кремнеземистых известняках верхнего мела МССР рентгендифрактометрическим методом // Изв. АН МССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук. 1978. № 1. С. 86–88.
18. Перес Ф.С., Клигер А.Б., Измайлова Н.А. К методике оценки содержания SiO_2 (опал-кристобалита) в кремнеземистых известняках // Изв. АН МССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук. 1983. № 1. С. 43–47.
19. Перес Ф.С., Скрипник В.П., Вайнберг С.Н. и др. Способ получения волластонита: А.с. 996325 СССР МКИ³ C01B 33/24; опубл. 15.02.83 // Открытия. Изобретения. 1983. № 17. С. 95.
20. Перес Ф.С., Параска П.И., Клигер А.Б. и др. Способ осаждения органических кислот: А.с. 1154325 СССР МКИ³ C12C1/02; опубл. 7.05.85 // Открытия. Изобретения. 1985. № 17. С. 95.
21. Перес Ф.С., Клигер А.Б., Загуральский М.Т. и др. Грунтовая эмаль: А.с. 1154227 СССР МКИ³ C03C8/02; опубл. 7.05.85 // Открытия. Изобретения. 1985. № 17. С. 79.
22. Перес Ф.С., Клигер А.Б., Загуральский М.Т. Фритта для покровной эмали: А.с. 1206239 СССР МКИ³ C03C8/06; опубл. 23.01.86 // Открытия. Изобретения. 1986. № 3. С. 89.
23. Балкевич В.Л., Когос А.Ю., Клигер А.Б. и др. Керамическая масса: А.с. 1301815 СССР МКИ³ C04B33/00; опубл. 7.04.87 // Открытия. Изобретения. 1987. № 13. С. 98.
24. Сеньковский Ю.М. Литологія верхньо-крейдових відкладів Середнього Придністров'я. Київ: Вид-во АН УРСР. 1963. 101 с.
25. Шехоткин В.В., Горбач П.П., Давидич С.И. Цеолиты группы гейландита в пограничных мел-палеогеновых отложениях горного Крыма // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 2. С. 137–141.
26. Шуменко С.И. Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии. Харьков: Изд-во Харьковск. ун-та, 1971. 164 с.
27. Pustowaloff L.V., Smornoff M.F. Über die cenoman "Mergel" des Dniester-ufers // Centralblatt Miner. Geol. Stuttgart. 1928. № 5.

Институт геофизики и геологии
Республики Молдова, Кишинев

Поступила в редакцию
5.IV.1989

УДК 551.72:551.331.57 (571.5)

© 1991

Чумаков Н.М., Красильников С.С.

**ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РИФЕЙСКИХ ТИЛЛОИДОВ
УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (Р. ЛЕНА)**

Показано, что большепатомская свита сложена дистальными и проксимальными мариногляциальными отложениями, которые содержат многочисленные следы айсбергового разноса и частично подверглись переработке оползнями, обломочными и мутьевыми потоками. Это первое свидетельство среднерифейских оледенений Земли или верхнерифейского оледенения в северной Евразии.

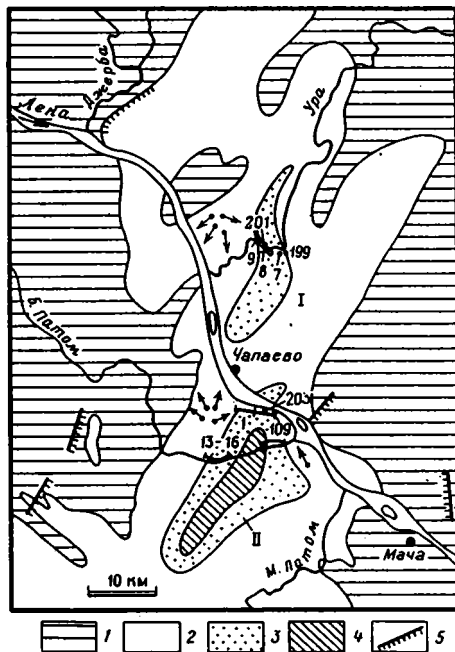
На северо-восточной окраине Патомской складчатой зоны в осевой зоне поперечного Уринского поднятия среди рифейских отложений залегает своеобразная большепатомская свита (фиг. 1). Она сложена главным образом тиллоидами — обломочными породами, состоящими из мелкозернистой песчано-алевропелитовой основной массы (матрикса), в которой рассеяны обломки пород (камни) размером от гравия до глыб¹.

Большепатомские тиллоиды давно вызывают интерес геологов в связи с возможностью их ледникового происхождения. Первые предположения на этот счет были высказаны Г.Ф. Лунгерсгаузен [13] и поддержаны Б.С. Соколовым [12] и А.Ф. Ильиным [3]. Наиболее полное представление о ледниковом происхождении большепатомской свиты развил Г.Ф. Лунгерсгаузен [7, 8], который посчитал тиллоиды этой свиты литифицированными моренами, песчаники и конгломераты — флювиогляциальными отложениями, а сланцевые пачки — лимногляциальными и межледниковыми отложениями. Центры оледенения, по мнению Г.Ф. Лунгерсгаузена, располагались к юго-востоку, югу и юго-западу от Уринского антиклинория. Такая интерпретация вызвала возражения одного из авторов [16], который описал в тиллоидах большепатомской свиты многочисленные слоистые, оползневые и градиционные текстуры, а также указал на латеральное замещение тиллоидов к югу и юго-западу нормальными морскими отложениями. Он сделал вывод о том, что породы большепатомской свиты представляют бассейновые, по-видимому морские, отложения, переработанные на подводных склонах оползневыми и связанными с ними процессами.

Долгое время ледниковая и оползневая гипотезы происхождения большепатомской свиты казались непримиримыми между собой. В последние годы появились, однако, многочисленные данные по литологии древних и современных мариногляциальных отложений, которые позволяют вернуться к вопросу о генезисе большепатомской свиты и взглянуть на ее происхождение с новой точки зрения. К этому побуждает также открытие Н.М. Чумаковым, С.В. Шипуновым и В.В. Керничским признаков ледникового происхождения в ничат-

¹ Термин *тиллоид* используется здесь в своем первоначальном смысле как описательное понятие, обозначающее породы, структурно напоминающие тиллы и тиллиты [17, 21, 28]. Вопреки ясной этимологии термина и правилу приоритета, без ссылок на первоначальное значение и автора термина, некоторые исследователи использовали этот термин для обозначения тиллоидоподобных пород неледникового генезиса [10, 33], что нельзя считать правильным.

Фиг. 1. Геологическая схема района и положение изученных разрезов
 1 – нижний палеозой и венд; 2 – рифейские отложения, покрывающие большепатомскую свиту ($R_3 + R_2$?); 3 – большепатомская свита (R_3 ? – R_2); 4 – рифейские отложения, подстилающие большепатомскую свиту (R_2); 5 – главные разломы; I – Уринская антиклиналь; II – Жedayская антиклиналь. Арабскими цифрами на схеме обозначены номера основных изученных обнажений; стрелками – преобладающее направление падения ко-сой слоистости

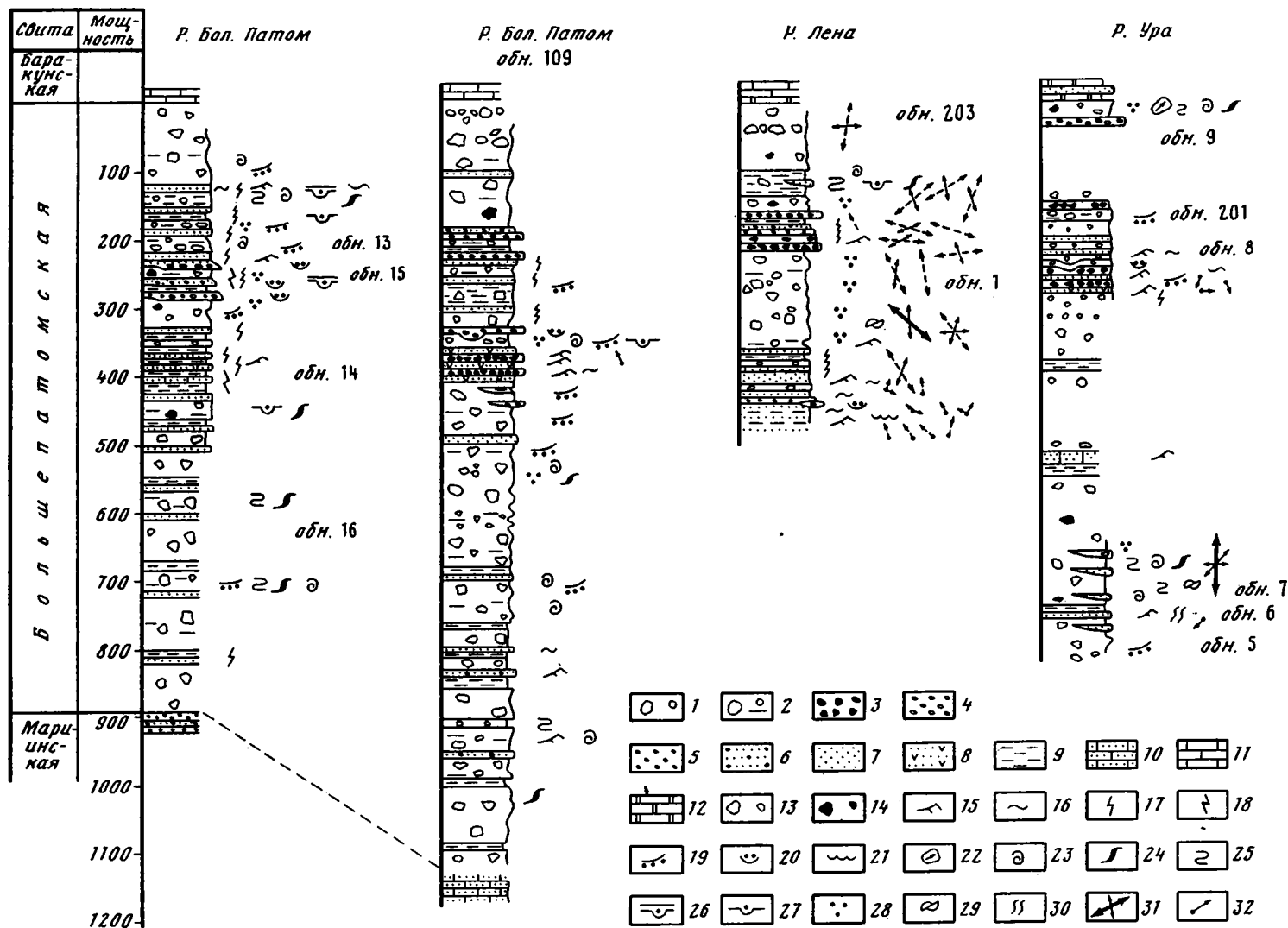


ской свите – стратиграфическом аналоге большепатомской свиты на юге Березовской впадины.

Ниже, основываясь на новых полевых и камеральных исследованиях, описаны породы большепатомской свиты, слагаемые ими ассоциации и сделана попытка проинтерпретировать их происхождение. Во время полевых исследований авторами детально изучены разрезы свиты и текстуры пород. Особое внимание обращалось на состав, морфологию и ориентировку обломков псефитовой размерности – камней. Приблизительные количественные характеристики камней, приведенные ниже, получены путем подсчета числа обломков разного размера, состава и окатанности на определенной площади обнажения и последующего вычисления (в %) занимаемой ими площади и их средней окатанности. В остальных случаях содержание камней оценивалось в поле визуально с помощью таблиц М.С. Швецова [18].

В камеральный период изучены в шлифах вещественный состав пород, и в частности состав, гранулометрия и окатанность крупноалевритовой и песчаной фракций. Последние два признака определялись по пяти случайным направлениям в каждом шлифе.

Обнажения большепатомской свиты, пригодные для детального изучения, располагаются почти исключительно по берегам крупных рек (фиг. 1). Наиболее полно свита обнажена на обоих крыльях Жedayской антиклинали, в нижнем течении р. Большой Патом (см. фиг. 1, обн. 13 и 109). Разрез свиты на восточном крыле этой антиклинали следует рассматривать как стратотипический. Мощность свиты здесь составляет около 1000 м (фиг. 2). Верхняя часть свиты хорошо обнажена также севернее р. Большой Патом, вблизи переклиналиного замыкания Жedayской антиклинали в береговых обнажениях р. Лены напротив бывшей д. Жeday (обн. 1 и 203) и фрагментарно – еще севернее, в своде Уринской антиклинали по р. Уре (обн. 1–9). Породы большепатомской свиты изменены слабо: регионально – главным образом эпигенетическими процессами, а локально – вдоль горячих контактов с силами габбро-диабазов.



Относительное количество пород разного типа в разрезах большепатовской свиты, %

Типы пород	р. Ура обн. 7—9, 201	р. Лена обн. 1, 203	р. Бол. Патом		Преде- лы ко- лебаний
			обн. 109, 23	обн. 13— 15	
Массивные тиллоиды	54	32	46	22	22—54
Массивные тиллоиды с линзами песчаников и алевролитов	12	0	6	20	0—20
Массивные оползневые тиллоиды (с редкими реликтами слоистости)	4	30	12	5	4—30
Все типы массивных тиллоидов	70	62	64	47	47—70
Слоистые тиллоиды (кроме градационных)	12	5	16	16	5—16
Градационные тиллоиды	0	5	0	4	0—5
Все типы тиллоидов	82	72	80	67	67—82
Песчаники и гравелиты (кроме градационно-слоистых)	11	16	10	8	8—16
Песчаники и гравелиты градационно-слоистые	1	7	5	17	1—17
Конгломераты	3	0,5	0,5	7	0,5—7
Карбонатные конглобрекции	4	2	0,5	0	0—4
Алевролиты и аргиллиты	0,5	2	3	3	0,5—3
Туффиты	1	0	2	0	0—2

ТИПЫ ПОРОД

Кроме тиллоидов в большепатовской свите в подчиненном количестве представлены другие терригенные породы: песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, конглобрекции, туфоалевролиты и туфопесчаники. По текстурным признакам большинство из перечисленных пород подразделяется нами на несколько типов.

Тиллоиды. Они преобладают в большепатовской свите, слагая около 60—80% ее разреза (таблица). Они состоят из серого или темно-серого, почти черного, мелкозернистого матрикса, в котором беспорядочно рассеяны более крупные (и обычно более светлые) камни (фиг. 3). Для тиллоидов характерен очень разнозернистый алевропесчаный или песчано-алевритовый, в той или иной степени глинистый, матрикс. Разновидности тиллоидов, обогащенные глинистым и алевритовым материалом, имеют более темную окраску.



Фиг. 2. Сводные разрезы большепатовской свиты

1—2 — тиллоиды (1 — массивные, 2 — слоистые); 3 — карбонатные конглобрекции; 4 — конгломераты; 5 — гравелиты; 6 — гравийные песчаники; 7 — песчаники; 8 — песчаники и алевролиты с примесью вулканогенного материала; 9 — алевролиты; 10 — песчаные известняки и известковистые песчаники; 11 — известняки; 12 — доломиты; 13 — обломки кристаллических и осадочных обломочных пород (камни), величина знака пропорциональна размерам камней; 14 — камни известняков и доломитов; 15—18 — слоистость (15 — кося, 16 — волнистая, 17 — градационная нормальная, 18 — градационная обратная); 19 — песчаные линзы; 20 — эрозионные промоины и каналы; 21 — знаки ряби; 22 — ледниковая штриховка на валунах; 23 — оползневые рулеты; 24 — оползневые "будины"; 25 — оползневые складки; 26 — упавшие камни (дропстоуны); 27 — одиночные камни (лоунстоуны); 28 — гнезда камней; 29 — расколотые камни; 30 — гиероглифы; 31 — преобладающая азимутальная ориентировка удлиненных камней в тиллоидах (сплошные линии — данные авторов, штриховые — Г.Ф. Лунгерстауэна [8]); 32 — преобладающие направления падения косой слоистости (сплошные линии — данные авторов, штриховые — Г.Ф. Лунгерстауэна [8]); обн. 13, 15 и т.д. — номера обнажений

Состав матрикса в основном аркозовый (кварц от 30 до 70%, в среднем 50%; плагиоклаз 20–58%, микроклин до 18%), в качестве второстепенных содержатся зерна кварцитов (до 12%), гнейсов и гранитоидов (до 10%), карбонатов (до 6%), мусковита и биотита (до 5%). Окатанность зерен в целом низкая — не более 1,5 баллов. Кварц окатан обычно хуже полевых шпатов. В целом крупные зерна окатаны лучше мелких.

Песчаные и алевритовые зерна сцементированы в основном серицитовой массой, часто в цементе некоторую роль играют карбонаты, хлорит, в единичных случаях — биотит, развившийся, по-видимому, по обломочному материалу.

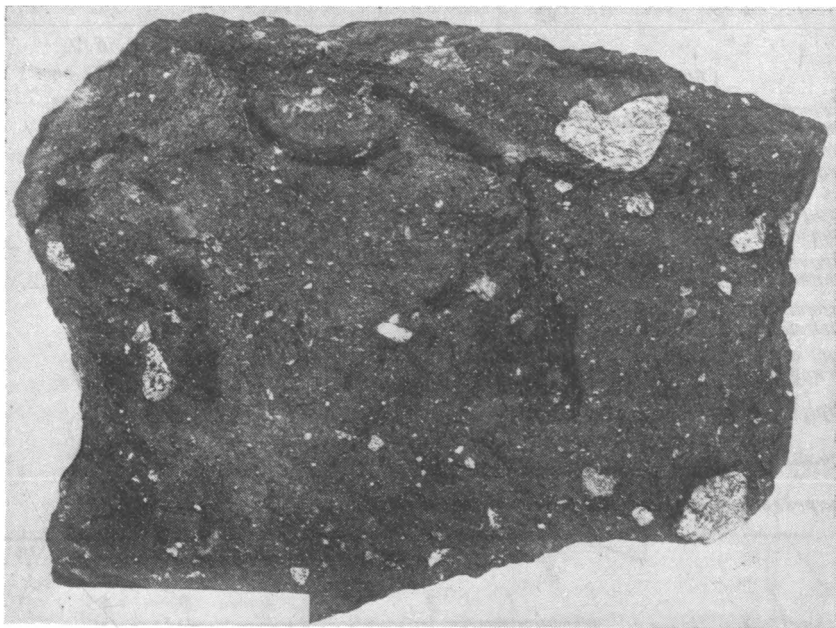
Камни в большепатовских тиллоидах обычно содержатся в количестве от 1 до 15%, а в типичных разновидностях — 3–10%. Как правило, они распределены в породе беспорядочно и неравномерно, часто образуя группы из двух-четырех сближенных галек и валунов ("гнезда"). Реже камни располагаются разреженной цепочкой согласно общему напластованию. Местами в разрезе свиты встречаются тиллоиды, содержащие совсем мало ($< 1\%$) камней или, наоборот, довышенное (до 25–30%) их количество. Последняя разновидность тиллоидов часто связана постепенными переходами с пудинговыми конгломератами, содержащими более 30–35% обломков псефитовой размерности. Несмотря на существование постепенных переходов между тиллоидами и пудинговыми конгломератами, граница между ними довольно очевидна. В отличие от тиллоидов, содержащих "плавающие" обломки в мелкозернистой основной массе и поэтому имеющих ясную фенокластовую (порфирокластовую) структуру, пудинги характеризуются структурой, которую правильнее квалифицировать как псефитовую с базальным песчано-алевритовым цементом. Визуально эта граница отчетливо видна в таблицах М.С. Швецова [18].

Характерной особенностью псефитовой фракции большепатовских тиллоидов является крайняя неотсортированность и разнородная (но в среднем низкая) окатанность обломков.

Преобладающими фракциями камней в тиллоидах являются мелкая и средняя галька. Самые мелкие обломки представлены мелким гравием, а самые крупные имеют обычно размер крупных или средних валунов. В отдельных пластах тиллоидов присутствуют единичные мелкие (1,1–1,7 м) глыбы. Изредка встречаются тиллоиды с максимальным размером обломков не крупнее мелких валунов, крупной или средней гальки.

Окатанность камней колеблется от 0 до 3, реже 4 баллов (здесь и далее по шкале А.В. Хабакова [14]), но так как в тиллоидах резко преобладают плохо окатанные обломки, их средняя окатанность составляет обычно около 1–1,5 балла. Крупные обломки (крупная галька и крупнее), как правило, окатаны лучше мелких, обломки кристаллических пород (гранитоиды, гнейсы, кварциты) также отличаются лучшей окатанностью по сравнению с обломками осадочных пород. Последнее особенно заметно среди мелкой и средней гальки. Сферичность обломков кристаллических пород обычно тоже выше, чем у осадочных. Впрочем, встречаются и отдельные крупные плохоокатанные плиты, сложенные серыми разгнейсованными гранитоидами (р. Большой Патом, обн. 109) и крупнокристаллическими розоватыми гранитоидами (р. Ура, обн. 7). В небольшом количестве (первые проценты) в тиллоидах встречаются расколотые обломки. Они легко узнаются по сочетанию окатанных поверхностей с секущими гранями, ограниченными острыми ребрами.

Первичную поверхность камней в большепатовских тиллоидах наблюдать удается редко, поскольку породы сильно сцементированы. Наименее плотные тиллоиды развиты по р. Уре в удалении от пластовых интрузий габбро-диабазов и особенно тиллоиды, залегающие вблизи кровли свиты в обн. 9 (см. фиг. 1). Здесь обнаружено два валуна темно-серых мелкозернистых кварц-полевошпатовых гнейсов с небольшими несколько уплощенными поверхностями. На этих



Фиг. 3. Типичный тиллоид большепатомской свиты (р. Большой Патом, нижнее течение, обн. 13), уменьш. в 4 раза

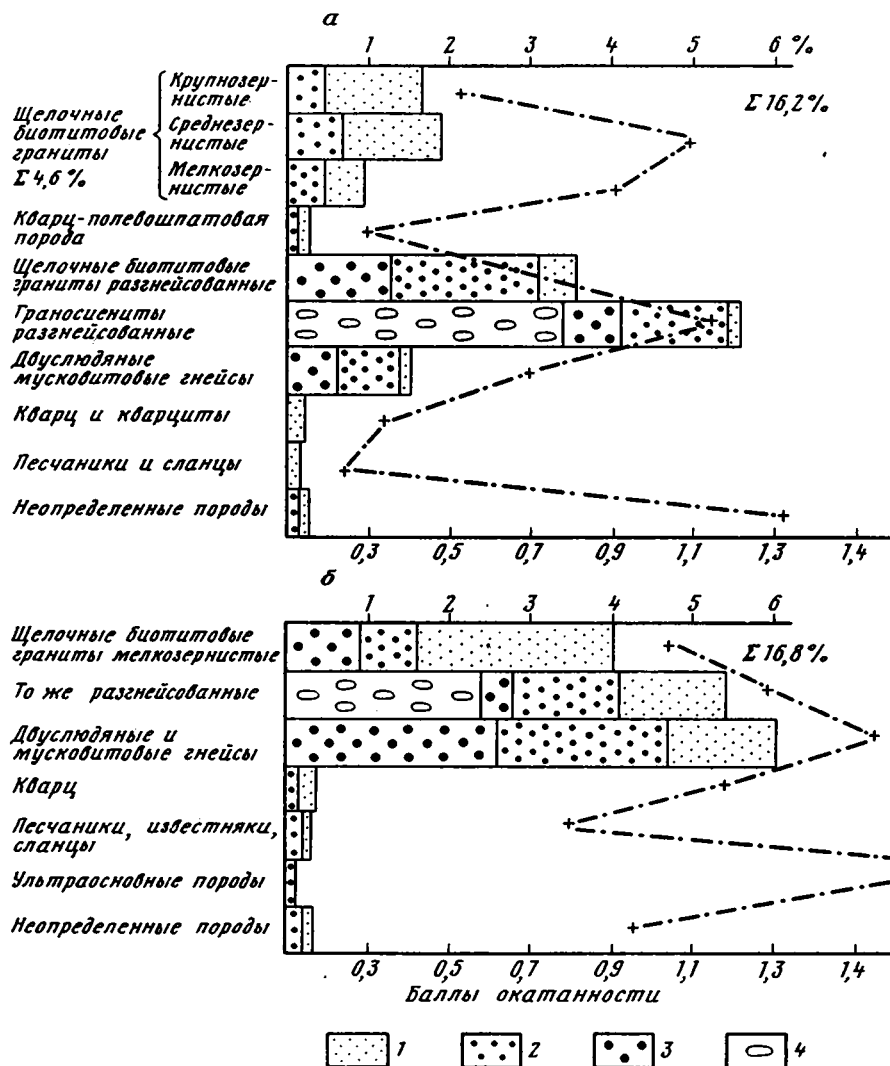
поверхностях на одном из валунов обнаружена разновеликая, продольная, приблизительно параллельная слабая штриховка, напоминающая ледниковую, а на другом — продольный шрам глубиной около 1 и шириной до 7 мм. Отдельные штрихи имеют гвоздевидную форму. Направления штриховки и шрама никак не связаны с внутренней текстурой и трещиноватостью породы.

Состав камней довольно устойчив. По нашим наблюдениям и литературным данным [8, 11, 16], обломки представлены: гранитоидами (45–65%), разгнейсованными гранитоидами и гранитогнейсами (20–35%), гнейсами (5–30%), обломки других пород — известняков, доломитов, песчаников, кварцитов, кварца, сланцев, ультраосновных и основных метаморфических и изверженных пород, в том числе амфиболитов, присутствуют в количестве от долей до первых процентов, составляя в сумме 5–15%.

Почти все глыбы и крупные валуны, большая часть средних и мелких валунов сложены гранитоидами (щелочными биотитовыми гранитами, граносиенитами, в различной степени разгнейсованными), двуслюдяными и мусковитовыми гнейсами. Лишь единичные крупные валуны сложены крупнокристаллическими слюдястыми кварцитами (р. Ура, обн. 7), иногда с гранатом в качестве акцессорного минерала (р. Лена, обн. 1).

Несмотря на значительную структурную и текстурную изменчивость, тиллоиды можно подразделить на две основные группы — массивные и слоистые, а внутри каждой из этих групп выделить по три типа пород. Между смежными типами тиллоидов иногда встречаются переходные разновидности, но в целом они образуют достаточно обособленные и устойчивые по своим признакам породы.

Массивные тиллоиды. Все типы массивных тиллоидов составляют около 50–70% изученных разрезов большепатомской свиты (см. таблицу). Они в большем количестве встречаются в нижней части свиты, чем в верхней, и слагают обычно наиболее мощные пласты тиллоидов (см. фиг. 2, обн. 109). Среди массивных тиллоидов по более частным текстурным особенностям различаются три типа пород: а) тиллоиды, не обнаруживающие признаков слоистости; мы

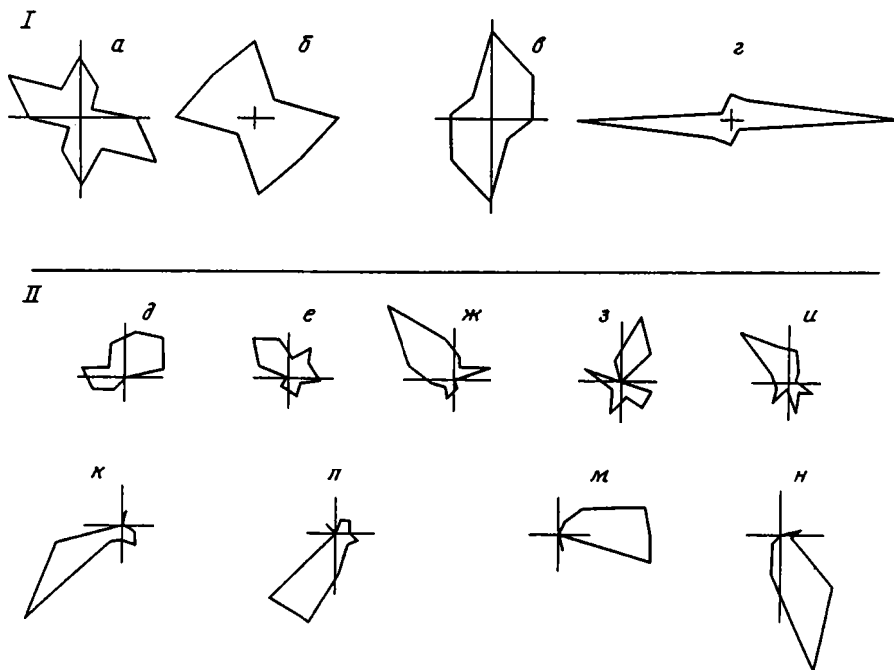


Фиг. 4. Состав, размер и средняя окатанность камней в типичных массивных тиллоидах (приблизленно вычисленные проценты площадного распространения на определенной поверхности обнажения)

а – р. Ура, обн. 7, пачка 12; б – р. Лена, обн. 1, пачка 14; 1–3 – галька (1 – мелкая, 2 – средняя, 3 – крупная); 4 – мелкие валуны. Штрихпунктирная линия – средняя окатанность камней в баллах; Σ – общее количество камней в тиллоиде

будем именовать их далее собственно массивные тиллоиды; б) массивные тиллоиды, содержащие редкие линзы песчаников и алевролитов; в) то же, но переработанные подводными оползнями.

Собственно массивные тиллоиды. Эти породы преобладают среди тиллоидов большепатовской свиты, составляя от 22 до 54% изученных разрезов свиты (см. таблицу). Мощность пачек массивных тиллоидов колеблется от 1 до 70 м. Ясной слоистости в данных тиллоидах не наблюдается. Отмечаются только неотчетливо выраженные пласты и горизонты, различающиеся между собой количеством и размерами камней. Например, при обычном содержании камней (3–10%) некоторые массивные тиллоиды содержат их 15–20%, а отдельные расплывчатые по форме прослои и линзовидные тела – до 25–30% (р. Большой Патом,



Фиг. 5. Ориентировка удлиненных камней в массивных тиллоидах (I) и направления падения косой слоистости в песчаниках (II) большепатомской свиты

a – азимутальная ориентировка камней в плоскости слоистости, р. Лена, обн. 1, пачка 14, ($n = 43$); *б* – ориентировка камней по отношению к плоскости напластования, та же точка ($n = 55$); *в* – азимутальная ориентировка камней в плоскости слоистости, р. Ура, обн. 7, пачка 12 ($n = 38$); *г* – ориентировка камней по отношению к плоскости слоистости, та же точка ($n = 69$); *д–ж* – направления падения косой слоистости, р. Лена, обн. 1, пачка 1 (*д* – $n = 29$, *е* – $n = 25$, *ж* – $n = 31$); *з* – то же, р. Лена, обн. 1, пачка 6 ($n = 37$); *и* – то же, р. Большой Патом, обн. 109, пачка 23 ($n = 46$); *к* – то же, р. Ура, обн. 7, пачки 3, 6, 8 ($n = 29$); *л–н* – то же, р. Ура, обн. 8, пачки 2, 5, 6, 7, 9, 11 (*л* – $n = 29$, *м* – $n = 37$, *н* – $n = 57$); n – число замеров

обн. 109). На нескольких уровнях в массивных тиллоидах наблюдается большее, чем обычно, число крупных валунов, рассеянных поодиночке или в виде "гнезд" (р. Ура, обн. 7; р. Большой Патом, обн. 13). Например, при среднем содержании крупных валунов в тиллоидах, составляющем доли процентов (по 0,1–0,3 крупных валуна на 10 м² обнажения), на отдельных участках и в отдельных горизонтах их количество увеличивается до 2–10% (по 1–5 крупных валунов на 10 м², р. Ура, обн. 7). В одном случае (р. Большой Патом, обн. 13) в базальной части массивного тиллоида содержание крупных валунов достигает 35% (до 14 штук крупных валунов на 10 м² обнажения). Реже наблюдаются различия в составе и окатанности камней. Вблизи пачек и пластов описанных ниже карбонатных конглобрекций и иногда независимо от них встречаются тиллоиды, в которых преобладают камни доломитов и известняков (обн. 1, 8, 112 и др.). На р. Уре в двух пластах тиллоидов отмечено несколько повышенное количество мелких и средних хорошо окатанных галек молочно-белого кварца.

Приближенные количественные характеристики окатанности, гранулометрического и петрографического состава камней в двух типичных массивных тиллоидах приведены на фиг. 4.

Ориентировка удлиненных камней изучалась нами в тех же двух пачках массивных тиллоидов, что и состав камней. Из-за сильной цементации пород авто-

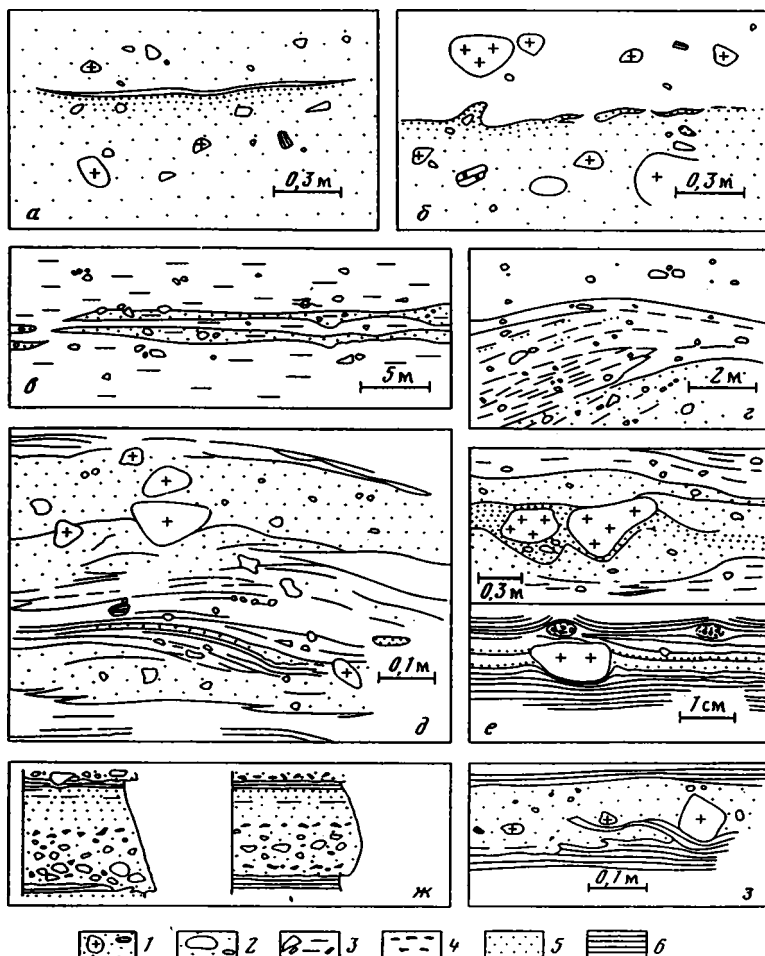
ры, следуя Д. Петтиджону [34], изучали ориентировку удлиненных камней на поверхности обнажения по случайным сечениям обломков. Замеры производились раздельно на поверхностях приблизительно параллельных и перпендикулярных к слоистости. Хотя количество удлиненных камней в тиллоидах оказалось не слишком большим, полученные результаты (фиг. 5) подтвердили данные Г.Ф. Лунгерсгаузена [8] о том, что длинные оси камней в тиллоидах ориентированы преимущественно в северо-восток — юго-западном, северо-запад — юго-восточном или почти меридиональном направлениях. В одном случае (р. Ура, обн. 7) большинство камней оказалось расположенным в плоскости слоистости, а в другом (р. Лена, обн. 1) — они были ориентированы под различными углами к слоистости, вплоть до вертикального положения.

Массивные тиллоиды с редкими линзами песчаников и алевролитов. Они составляют до 20% изученных разрезов свиты (см. таблицу), образуя пачки мощностью от нескольких до первых десятков метров. В этих тиллоидах чаще всего наблюдаются изолированные небольшие плоско- или слегка вогнуто-выпуклые линзы, сложенные более песчаным материалом, чем матрикс вмещающих тиллоидов (фиг. 6,а). Песчаность к кровле этих линз постепенно увеличивается, и их верхняя часть обычно сложена песчаниками, изредка гравийно-галечными, иногда тонко-, тонковолнисто- и косослоистыми. Подошва линз в большинстве случаев постепенная, неотчетливая, а кровля резкая; иногда она подчеркнута тонким прослоем алевролита, перекрывающим линзу. Реже отмечаются линзы с неровной эрозионной подошвой, которая сопровождается базальными гравелитами и конгломератами. Описанные линзы имеют толщину от нескольких сантиметров до 1,5 м (чаще дециметры) и длину от нескольких дециметров до 15 м (чаще нескольких метров). В отдельных случаях удается наблюдать линзовидные прослои тонкослоистых песчаников, располагающиеся вдоль неровной кровли песчанистого тиллоида, на контакте с алевроитовым тиллоидом (см. 6,б).

Постепенное увеличение песчаности к кровле большинства линз и обогащение их гравием и более крупными обломками, небольшая вогнутость кровли и приуроченность (в некоторых случаях) линз к разделам между пластами разного состава наводят на мысль, что песчанистые линзы являются концентрированными псаммитовыми и псефитовыми фракциями тиллоидов, образовавшимися при вымывании тонких фракций струями слабых придонных течений из осаждавшейся песчано-глинистой суспензии или при перемыве свежотложенных песчано-алевритовых тиллоидов.

В связи с локальным удалением части материала объем его уменьшался и, таким образом, по-видимому, возникала слегка вогнутая кровля некоторых линз. Образовавшиеся небольшие западины на дне бассейна при ослаблении течений служили ловушками для тонкопесчаного и алевроитового материала, перекрывавшего в ряде случаев песчаные линзы тонким слоем. Временами придонные течения, очевидно, усиливались, перемещая песок, и тогда могли формироваться тонко-, волнисто- и косослоистые песчаные прослои. Более сильные течения вымывали из осадка и песок, способствуя образованию остаточных линзовидных скоплений гравийных песчаников и конгломератов.

Массивные тиллоиды, переработанные подводными оползнями. Часть массивных тиллоидов содержит смятые обрывки пластов слоистых песчаников и алевролитов. Размер этих включений в поперечнике колеблется от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. Среди включений преобладают три морфологических типа [16]: а) слои, разорванные в результате продольного растяжения, образующие небольшие линзовидные тела с пластически оттянутыми и изогнутыми концами (эти фрагменты внешне несколько напоминают будины); б) обрывки слоев неправильной формы, смятые в дисгармоничные складки; в) концентрически свернутые фрагменты типа колобков и рулетов. Пластический, нередко дисгармоничный характер деформаций, складки и рулеты, неотчетливые, а иногда и постепенные контакты с вмещающими тиллоидами свиде-



Фиг. 6. Некоторые текстуры, характерные для тиллоидов большепатомской свиты
 а – песчаная линза, связанная постепенными переходами с вмещающими массивными тиллоидами в подошве и перекрытая тонким алевроитовым прослоем в кровле (р. Ура, обн. 7);
 б – линзовидные прослойки песчаника на контакте песчанистого и алевроитового массивных тиллоидов (р. Лена, обн. 1); в – переслаивание толстослоистых песчанистых тиллоидов с тонкослоистыми алевроитовыми тиллоидами (р. Ура, обн. 103, правый берег, 5 км ниже устья рч. Илигирь); г – выклинивание и срезание пачек тонкослоистых алевроитовых тиллоидов (р. Ура, обн. 6, левый берег, 7 км ниже устья рч. Илигирь); д – тонкая и косая слоистость в песчанистых и алевроитовых тиллоидах (р. Большой Патом, обн. 109); е – вверху – гнездо валунов в песчанистых тиллоидах со следами продавливания подстилающих слоев и облекаящих покрывающих (дропстоуны), деталь фиг. 6, в; – внизу – друпстоун и тилловые пеллеты в очень тонкослоистых алевролитах, р. Большой Патом, обн. 13; ж – два главных типа строения пластов градиционных тиллоидов в большепатомской свите (слева – нормальная градиация, справа – с элементами обратной градиации в основании); з – текстура “вспарывания” подстилающих алевролитов в подошве песчанистого тиллоида.
 1–2 – тиллоиды (1 – песчанистые, 2 – алевроитовые); 3 – слоистость в тиллоидах и песчаниках; 4 – обломки алевролитов; 5 – песчаники; 6 – алевролиты

тельствуют об оползневом характере движений, приведших к течению и деформации нелитифицированных и фрагментации полулитифицированных прослоев или линз алевролитов и песчаников. Оползневые тиллоиды слагают от 4 до 30% изученных разрезов большепатомской свиты (см. таблицу), образуя пачки мощностью от нескольких до нескольких десятков метров.

Слоистые тиллоиды. По характеру слоистости эта группа тиллоидов может быть разделена на две подгруппы. В первой подгруппе слоистость обусловлена изменениями гранулометрического состава матрикса. Именно такие тиллоиды мы для краткости именуем далее слоистыми и подразделяем на два типа: а) тонкослоистые и б) средне- и толстослоистые. Во второй подгруппе тиллоидов слоистость обусловлена главным образом градационными изменениями размеров камней. Этот тип тиллоидов мы называем градационно-слоистыми.

Тонкослоистые и средне- и толстослоистые тиллоиды занимают в сумме около 5–16% разреза большепатовской свиты (см. таблицу), слагая пачки мощностью от первых дециметров до нескольких метров (см. фиг. 6, в, г). В наибольшем количестве они встречаются в верхней части свиты по р. Уре (обн. 6, 7, 8, 103) и в нижней части свиты по р. Большой Патом (обн. 16, 109).

Тонкослоистые тиллоиды. Матрикс этих тиллоидов обычно бывает алевритовым (от глинисто-алевритового до слабоглинистого песчано-алевритового). Довольно слабые изменения гранулометрического состава сопровождаются изменениями цвета тиллоидов соответственно от темно-серого, почти черного, до серого разных оттенков. Благодаря этому тонкую и часто не очень ясную слоистость в рассматриваемых тиллоидах удается наблюдать лишь на поверхности хорошо обмытых водой скал. Мощность отдельных слоев в тонкослоистых тиллоидах колеблется от миллиметров до первых сантиметров. Слоистость обычно обусловлена ритмичным чередованием песчано-алевритовых и глинисто-алевритовых, реже — песчаных и алевритовых слоев. Преобладает нормальная гранулометрическая последовательность: базальный более крупнозернистый слой постепенно, иногда с тончайшим переслаиванием, переходит вверх в более тонкозернистый. В подчиненном количестве встречается обратная или неотчетливо выраженная ритмичность. В целом тонкослоистые тиллоиды большепатовской свиты можно было бы назвать, используя терминологию Л.Н. Ботвинкиной [1], песчанистыми глинисто-алевролитовыми ритмитами с рассеянными камнями.

Некоторые ритмы и целые их пачки мощностью от 10–20 см до 2 м иногда довольно резко выклиниваются или замещаются по простиранию неслоистыми тиллоидами (см. фиг. 6, г). В других случаях они с пологим несогласием срезаются вышележащими тиллоидами, в том числе и слоистыми. Некоторые пачки тонкослоистых тиллоидов характеризуются пологой волнистой и линзовидной слоистостью. Мощность отдельных слоев в них заметно варьирует. Они утоняются, облекая выступы неровной кровли подстилающих пластов, и утолщаются, выполняя западины на поверхности последних. В последнем случае наблюдаются небольшие пологие косые серии (см. фиг. 6, д).

В тонкослоистых тиллоидах в количестве от 1 до 7% беспорядочно рассеяны обломки размером от гравия до крупных валунов. Замечено, что слои с более мелкозернистым матриксом и меньшим содержанием камней в общем содержат обломки меньшего размера. Это может быть связано с дальностью переноса обломочного материала. Из данной закономерности имеются два исключения: гнезда валунов и одиночные рассеянные валуны. Гнезда, состоящие из двух-четырех близко расположенных или соприкасающихся валунов, встречаются довольно часто (см. фиг. 6, в). Особо следует отметить, что некоторые одиночные обломки (галечки, мелкие и средние валуны) деформируют и прорывают подстилающие слои, а вышележащие слои прислоняются и полого облекают эти обломки (см. фиг. 6, е). Асимметрия деформаций относительно плоскости напластования и наблюдающиеся в ряде случаев волнообразные утолщения подстилающих слоев у краев камней (структуры "всплеска") свидетельствуют об их синседиментационной природе. Очевидно, обломки падали на поверхность пластичного донного осадка сверху сквозь слой воды и представляют так называемые упавшие камни [17] (или по английски — дропстоуны). Объяснить происхождение этих дропстоунов биогенным разносом для отложений докембрия не представляется возможным. Состав, форма, размеры упавших камней и харак-

тер вмещающих пород не дают основания рассматривать их и как результат вулканических выбросов. Остается предположить, что дропстоуны вытаивали из плавающего льда. Можно полагать, что такой же генезис имеют упоминавшиеся выше гнезда валунов.

Средне- и толстослоистые тиллоиды имеют главным образом алевропесчаный и песчано-алевритовый состав матрикса, т.е. более грубый, чем у тонкослоистых тиллоидов. В одном случае (р. Ура, обн. 7) наблюдался слой мелко- и редко-гальечного тиллоида мощностью около 25 см, матрикс которого сложен доломитовым песчанистым алевролитом. Для части средне- и толстослоистых тиллоидов характерны довольно правильная параллельная и субпараллельная слойчатость и слабые признаки градиционной слоистости, особенно вблизи кровли пластов. В других случаях они залегают линзовидными и четковидными пластами переменной мощности и неправильной формы (см. фиг. 6, в). Для линзовидных пластов характерны раздувы, пережимы и выклинивание, весьма неровная подошва и несколько более сглаженная кровля. Иногда они состоят как бы из серии соединенных между собой или прерывающихся линз. Это наводит на мысль, что рассматриваемые тиллоиды отлагались на неровной поверхности подстилающих пород, частично, видимо, эродировав их, и сами имели первично неровную кровлю. Любопытно, что иногда две разобщенные и расположенные в разрезе друг над другом линзы толстослоистых тиллоидов утолщаются, утончаются и выклиниваются приблизительно в одних и тех же местах (см. фиг. 6, в). Возникает впечатление, что эти породы отлагались в каких-то унаследованных синседиментационных углублениях рельефа, типа подводных каналов. На эрозионный характер этих углублений указывают тонкие прослойки гравия и мелкой гальки в основании тиллоидов, заполняющих каналы.

Другие внутренние текстуры средне- и толстослоистых тиллоидов немногочисленны. Они представлены гнездами галек и валунов (см. фиг. 6, в—е) и изредка тонкими (миллиметры — первые сантиметры) и короткими (первые дециметры) линзовидными прослойками гравийного песчаника.

Тонко-, средне- и толстослоистые тиллоиды нередко переслаиваются между собой. Между этими двумя группами тиллоидов имеются и переходные разновидности. Оба факта свидетельствуют, по нашему мнению, об их генетическом родстве. Местами тонко-, средне- и толстослоистые тиллоиды нарушены подводно-оползневыми деформациями, которые сопровождаются оползневыми складками и будинированием пластов. Возможно, подводным оползанием осадков объясняется также наблюдаемое в отдельных случаях наклонное (до 25°) положение линзовидных гравийно-песчаных прослоек в пластах толстослоистых тиллоидов (р. Ура, обн. 5).

Градиционно-слоистые тиллоиды присутствуют в небольшом (3—5%) количестве в некоторых разрезах большепатомской свиты (обн. 1, 13, 109). Они имеют мощность 1—60 см и обычно входят в качестве базального элемента в пакки ритмичного градиционного переслаивания с песчаниками и алевропелитами, слагающими иногда до 10% разреза. Реже градиционные тиллоиды образуют самостоятельные пласты, мощность от 0,5 до 2 м, среди алевролитов и аргиллитов.

Характерной особенностью градиционно-слоистых тиллоидов является плохо отсортированный песчаный, реже песчано-алевритовый матрикс и значительное (до 30%) содержание столь же плохо отсортированных псефитовых обломков размером от гравия до валунов. В большинстве случаев размер и количество обломков быстро уменьшается от подошвы тиллоидов к кровле, одновременно становится менее грубым и более отсортированным их матрикс и они сменяются вверх песчаниками и реже алевролитами. Наряду с этим во многих случаях в основании слоя тиллоидов появляется тонкий прослой с обратной градиционной слоистостью, проявленной как в изменении зернистости матрикса, так и размера обломков (см. фиг. 6, ж).

Состав градиционно-слоистых тиллоидов в основном аналогичен составу дру-

гих тиллоидов большепатомской свиты и отличается лишь присутствием в ряде случаев большого количества обломков алевропелитов, аналогичных тем, которые подстилают и переслаиваются с градационными тиллоидами. Алевропелитовые обломки имеют обычно размеры от первых миллиметров до первых сантиметров и плитчатую, чешуйчатую или линзовидную, часто изогнутую формы. Они концентрируются вблизи базального, обратноградационного элемента тиллоидов или в верхней части основного нормальноградационного элемента, нередко переполняя тонкие слойки. Данные слойки явно представляют результат быстрого разрушения подстилающих слабоконсолидированных алевропелитовых слоев; в английской литературе они получили наименование текстур вспарывания (rip-up structures). Удалось наблюдать следы этого процесса "вспарывания" на ранней его стадии (см. фиг. 6,3). При отложении градационно-слоистых тиллоидов эрозии часто подвергались и подстилающие песчаные слои. При этом образовывались небольшие карманы размыва, а иногда задиры песчаников, по форме напоминающие миниатюрные протуберанцы.

Хорошо выраженная градационная слоистость, грубый состав, небольшая мощность пластов, следы вспарывания, задиры и эрозия в подошве, многократное ритмичное чередование с песчаниками позволяют считать градационно-слоистые тиллиты отложениями обломочных потоков [36].

Породы, ассоциирующиеся с тиллоидами. *Песчаники и гравелиты* слагают от 10 до 25% наблюдаемого разреза большепатомской свиты. Песчаники, в основном мелко- и среднезернистые, слоистые, реже массивные, слагают крупные линзы, отдельные пласты или пачки мощностью от 2 до 10 м, очень редко более 40 м. Переслаиваясь с градационными тиллоидами или алевропелитами, песчаники входят также составной частью в ритмично построенные тонкослоистые пачки. Крупнозернистые песчаники и гравелиты встречаются в незначительном количестве, главным образом в базальных горизонтах песчаных линз и пачек, залегающих с размывом на подстилающих отложениях. В некоторых случаях крупнозернистые песчаники и гравелиты выполняют эрозионные врезы типа каналов, имеющие глубину 0,5–2 м, ширину — более десятка метров и довольно крутые стенки.

Состав песчаников главным образом кварц-полевошпатовый и полевошпато-кварцевый. В средне- и крупнозернистых песчаниках в значительном количестве (до 30%) присутствуют обломки пород (кварцитов, гранитоидов, гнейсов и др.). На р. Большой Патом в разрезе свиты (обн. 14) встречены тончайшеслоистые мелкозернистые известковистые песчаники, содержащие многочисленные (от 10 до 30%) обломочные зерна известняков.

Наибольший интерес для нас представляют градационно- и тонкослоистые алевритовые песчаники.

Градационные песчаники составляют от 1 до 17% разрезов свиты (см. таблицу). Мощность их индивидуальных слоев колеблется от 0,5–2 см до 1 м. В чисто песчаных пачках и пластах градационное изменение структуры внутри слоя бывает в большинстве случаев нормальным: от гравийного или плохо отсортированного крупнозернистого песчаника (в основании) к хорошо отсортированному мелко- или среднезернистому песчанику (в кровле). Но нередко встречаются пласты, начинающиеся с тонкого прослойка, имеющего обратную градацию, и заканчивающиеся прослоем с нормальной градационной слоистостью. Последний имеет обычно мощность в 3–10 раз большую, чем обратноградационный прослой. Нижний контакт градационных песчаников обычно резкий, со следами размыва подстилающих пород. Наиболее четко эрозионный характер подошвы наблюдается при налегании песчаника на алевролиты. Переотложенные мелкие обломки последних часто переполняют базальные части песчаников и иногда концентрируются в виде нечетко выраженного прослойка также в его верхней части. В верхней части слоя в песчаниках появляются признаки горизонтальной, а иногда и косой слоистости. В некоторых случаях песчаники посте-

пенно сменяются тонкими прослоями алевролитов. Те песчаники, которые входят в ритмичные чередования, имеют аналогичный характер, но обычно связаны с подстилающими градационными тиллоидами очень постепенными переходами.

Характер слоистости, частая связь с градационными тиллоидами и алевролитами позволяют считать градационные песчаники отложениями обломочных и частично зерновых потоков.

Тонкослоистые алевроитовые песчаники слагают пачку видимой мощностью более 40 м в ядре периклинального замыкания Жедайской антиклинали (обн. 1). Песчаники состоят из хорошо отсортированного, но плохо- и среднеокатанного мелкозернистого (50–70%) песчаного материала со значительной примесью крупноалевритовых (30–50%) зерен. Цемент песчаников хлорит-слюдисто-глинистый. Слоистость обусловлена чередованием светло-серых, сильнопесчаных (0,5–2 мм) слоев и более тонких (0,1–0,7 мм) и темных алевроитистых слоев. Текстура песчаников косо-, волнисто- или параллельно-слоистая. Косая слоистость мелкая (мощность косых серий от 0,5 до 5 см, длина 10–20 см), образовалась за счет постепенного смещения в процессе осадконакопления знаков ряби по направлению течения (косая слоистость типа ripple drift или climbing ripple). Если направленная миграция знаков течения отсутствовала, то в песках формировалась волнистая слоистость. Сама рябь течения в большом количестве наблюдается на поверхностях напластования песчаников. Она слегка асимметрична, и ее волнистые в плане, изредка ветвящиеся гребни имеют довольно устойчивое простирание. Наблюдаются две почти перпендикулярные системы ряби. Главная (с длиной волны 30–35 см и амплитудой около 2 см) имеет азимут простирания 260–310°; вложенная в нее мелкая (с длиной волны 12–20 см и амплитудой 1 см) — 5–24°. Соответственно наблюдается преимущественное падение косой слоистости к северо-западу и северо-востоку (см. фиг. 5, д–ж), что ранее было также отмечено Г.Ф. Лунгерсгаузен [8]. В описываемой пачке косослоистые песчаники сначала сменяются вверх по разрезу волнисто-слоистыми, а затем параллельно-слоистыми. В последних появляется рассеянная галька изверженных пород. Рассматриваемая пачка песчаников покрывается градационно-слоистыми песчаниками и тиллоидами. Структура, характер слоистости, локальное развитие, значительная мощность тонкослоистых песчаников, положение в разрезе наводят на мысль о том, что их формирование происходило во внешней части проградирующего подводного конуса выноса, в довольно глубоком бассейне с устойчивым придонным течением. Затем течение стало менее упорядоченным, а сравнительно спокойная обстановка в бассейне была нарушена сначала появлением плавающих льдов или айсбергов, из которых вытаивали крупные обломки, а затем частыми вторжениями обломочных потоков.

Конгломераты слагают отдельные маломощные линзы и пласты, возникшие, по-видимому, в результате вымывания течениями матрикса из тиллоидов, или выполняют эрозионные каналы, врезаемые в подстилающие породы. В последнем случае они сложены средне- и крупновалунными разностями с хорошо окатанными обломками и достигают мощности 10 м (обн. 14).

Конглобрекчий образуют сближенные пласты мощностью 10–50 см в небольших пачках, тяготеющих к верхней части большепатовской свиты (см. фиг. 2). Они состоят из неокатанных и частично окатанных обломков известняков или доломитов размером от гравия до небольших (1,2 м) глыб и карбонатного песчаного матрикса. Среди доломитов, часто слагающих очень крупные обломки, встречаются брекчиевидные, онколитовые, оолитовые и строматолитовые разновидности. Насыщенность конглобрекчий обломками как в пределах пластов, так и между ними варьирует от 30% до весьма плотной, почти "мозаичной" упаковки, когда крупные угловатые обломки лежат вплотную друг к другу (фиг. 7). По распределению песчаной и мелкопесчаниковой фракций в матриксе конглобрекчий отчетливо фиксируется градационная слоистость: нормаль-



Фиг. 7. Карбонатные конглобрекции, р. Ура, обн. 8

ная и обратная (см. фиг. 7). Скопления наиболее крупных обломков нередко приурочены к средней или верхней части градационного слоя, очевидно представляя, по крайней мере в последнем случае, отложения верхнего пассивного слоя грязевого обломочного потока (plug — английских авторов), способного транспортировать большие плиты (rafts). Конглобрекции чередуются с тонко- и косослоистыми известковистыми песчаниками. Косая слоистость потокового типа на р. Уре указывает на снос материала главным образом с северо-востока и севера, а на р. Большой Патом — с юго-востока (см. фиг. 1, 2 и 5, д—н). Встречаются песчаные тиллоиды и конгломераты, выполняющие эрозионные каналы, глубиной до 1,5 м и глубиной несколько метров. Суммарная мощность пачек, содержащих конглобрекции, с севера на юг уменьшается от 30 (на р. Уре) до 14—15 м (на реках Лена и Большой Патом).

Алевриты и аргиллиты составляют незначительную (0,5—3%) часть разрезов большепатомской свиты и редко образуют самостоятельные пласты. Чаще, очень тонко переслаиваясь между собой и с тонкозернистыми песчаниками, они образуют ритмично построенные пачки мощностью от 5 до 24 м. В этих пачках встречаются одиночные рассеянные камни (гравий, галька, валуны, мелкие глыбы до 0,8×1,3 в поперечнике) и гнезда камней. Встречаются также небольшие (5—10 мм) округлые скопления гравия, песчинок и алевритового материала, напоминающие тилловые пеллеты. Вокруг мелких галек иногда наблюдаются текстуры падения (см. фиг. 6, е), которые позволяют квалифицировать гальки как допстоуны. Присутствие образований, напоминающих тилловые пеллеты, подтверждает это заключение. Местами в этих тонкослоистых пачках встречаются небольшие линзы тиллоидов и среднезернистых песчаников, а также мягкие оползневые рулеты последних.

Помимо упомянутых очень тонкослоистых песчано-алевропелитовых пачек алевропелиты слагают тонкие прослои, которые часто завершают градационно-слоистые ритмы: тиллоид — песчаник — алевропелит или песчаник — алевропелит.

Туфопесчаники и туфоалевролиты слагают несколько плас-

тов мощностью от 0,2 до 1,2 м в верхней части большепатомской свиты (обн. 109, 8). Это темно-коричневые плотные слоистые, косослоистые или массивные породы, хорошо выделяющиеся своим цветом и крепостью на темно-сером фоне других пород большепатомской свиты. Рассматриваемые породы сложены в основном кварцем (48–62%) и полевыми шпатами (24–26%) с примесью биотита (10%), мусковита (4%) и обломков гранитоидов (до 14%). Кварц зачастую несет признаки вулканогенного происхождения, его зерна оплавлены или остроугольны, изредка со следами взрывных деформаций. Встречаются единичные разложенные обломки вулканического стекла. Примесь вулканокластического материала составляет, по-видимому, не менее 10–15% породы.

АССОЦИАЦИИ ПОРОД И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

Описанные породы образуют некоторые довольно устойчивые сочетания, слагающие части разреза, отличающиеся набором типов пород и их последовательностью. Мы различаем три ассоциации такого рода.

Первую и главную ассоциацию образуют разные типы массивных тиллоидов. Им подчинены слоистые и тонкослоистые тиллоиды, тонко- и ритмичнослоистые алевропелиты и песчаники, редкие линзы и прослои песчаников и конгломератов. Ассоциация этих пород преобладает в нижней половине и верхней четверти разреза большепатомской свиты. Тесное сочетание тонкослоистых пород с неслоистыми тиллоидами, содержащими следы локальной переработки слабыми донными течениями и подводными оползнями, свидетельствует о формировании данной ассоциации в водном бассейне, гидродинамически довольно спокойном и, по-видимому, достаточно глубоком. На это указывает ненарушенная волнениями тонкая и тончайшая слоистость многих пород и широкое распространение подводно-оползневых пачек во всех типах отложений. Последнее предполагает наличие устойчивых уклонов дна в бассейне осадконакопления. Присутствие одиночных камней, достигающих иногда размеров мелких глыб, и гнезд камней во всех породах ассоциации, а также слабая окатанность (1–1,5 балла) и слабая сортировка камней, наличие среди них типичных дропстоунов и тилловых пеллет — все это свидетельствует о том, что интенсивный разнос обломочного материала в этом бассейне осуществлялся главным образом айсбергами. Наличие пеллет, а также большие размеры, плохая окатанность и отсутствие сортировки камней не характерны для ледового разноса, материал для которого захватывается сезонными льдами главным образом на пляжах [6, 19, 32]. Данное заключение подкрепляется уже упоминавшейся находкой валунов со шрамами и штриховкой, напоминающей ледниковую. Наличие плавающих айсбергов тоже предполагает достаточную глубину большепатомского бассейна. Мощные карбонатные отложения, подстилающие и покрывающие большепатомскую свиту, склоняют к мысли, что этот бассейн был морским, а замещение большепатомской свиты на юг, юго-запад и запад главным образом сланцами свидетельствует о том, что это море распространялось и, по-видимому, углублялось в упомянутых направлениях [16].

Имеющиеся материалы позволяют сделать некоторые заключения и предположения об условиях образования пород, входящих в ассоциацию. Субаквальное происхождение тонкослоистых тиллоидов большепатомской свиты больших сомнений не вызывает. Что касается конкретных условий их формирования, то они были, по-видимому, различными. Тиллоиды с неотчетливой тонкой слоистостью отлагались скорее всего в результате неравномерного поступления в осадок суспензии, выносимой в бассейн ледниковыми водами или вследствие плавного меняющегося воздействия слабых донных течений на осадок. Подобные локальные течения могли бы объяснить латеральные замещения и выклинивания небольших пачек тонкослоистых тиллоидов и образование линз косослоистых тиллоидов (см. фиг. 6,2, d). Более отчетливая тонкая ритмичная слоистость

матрикса, возможно, указывает на дистальное турбидитное происхождение тиллоидов. Камни и другой обломочный материал, как уже отмечалось, поступали в тонкослоистые тиллоиды главным образом из айсбергов и, может быть, частично из сезонных льдов. По своим литологическим особенностям и условиям образования тонкослоистые тиллоиды соответствуют дистальным, мариногляциальным отложениям [22 и др.]. Образовавшиеся, по-видимому, в еще большем удалении от края ледника тонко- и ритмичнослоистые алевролиты и песчаники с дробстоунами можно было бы квалифицировать как айсберговые фации.

Иное происхождение, чем тонкослоистые тиллоиды, имеют, по-видимому, слоистые и толстослоистые тиллоиды. Их более грубый матрикс, часто неправильное линзовидное залегание, следы размывов в подошве и неровности кровли, слабая, но все же в ряде случаев заметная градационная текстура, по-видимому, указывают на отложение этих тиллоидов вязкими обломочными потоками, частично двигавшимися по подводным эрозионным каналам.

Интерпретация условий образования массивных тиллоидов, залегающих в субаквальных разрезах, нередко вызывает затруднения не только в древних отложениях, подобных нашим, но даже в позднелейстоценовых [23–25]. Обсуждались следующие варианты происхождения подобных пород: а) базальные наземные тиллы и тиллиты, отложенные во время гляциоэвстатической регрессии, осушающей бассейн [17, 26 и др.]; б) отложение плавающими шельфовыми ледниками, особенно вблизи их линии налегания [27]; в) отложение шельфовыми ледниками, лежащими на дне бассейна и эпизодически всплывающими, т.е. так называемые подводные базальные тиллы [29]; г) совместное отложение ледниковой суспензии и продуктов айсбергового и ледового разнуса, т.е. дистальные мариногляциальные отложения [25]; д) отложения обломочных потоков, возникающих у края ледника [30]. Многократное чередование массивных тиллоидов и тонкослоистых пород при согласных и даже постепенных контактах между ними, полное отсутствие в подошве массивных тиллоидов следов гляциодинамических воздействий на подстилающие отложения не позволяют считать массивные тиллоиды большепатовской свиты наземными базальными тиллитами. Остальные перечисленные варианты происхождения массивных тиллоидов не исключены для большепатовской свиты. В частности, довольно отчетливая, почти меридиональная и близкая к напластованию ориентировка удлиненных обломков в массивных тиллоидах на р. Уре (см. фиг. 5, в, г) может указывать на их образование под шельфовым ледником на дне бассейна (подводные базальные тиллиты), а произвольная по отношению к слоистости и разнонаправленная азимутальная ориентировка камней в массивных тиллоидах на р. Лене сравнима с таковой в некоторых дистальных мариногляциальных отложениях [37] и допустима для отложений плавающих шельфовых ледников.

Вторая ассоциация пород, различимая в большепатовской свите, включает градационно-слоистые тиллоиды, градационно-слоистые и слоистые песчаники. В подчиненном количестве в ней встречаются конгломераты и конглобрекции. Эта ассоциация тяготеет к основанию верхней половины большепатовской свиты (см. фиг. 2).

Градационно-слоистые тиллоиды и песчаники большепатовской свиты, как уже указывалось, во многих случаях составляют единые градационные ритмы или пачки и несут многочисленные признаки, характерные для отложений обломочных потоков (дебритов) и частично зерновых потоков. Сходные признаки имеют также конглобрекции. Широкое развитие отложений гравитационных потоков разного рода (гравитов) очень характерно для современных и древних мариногляциальных обстановок [20, 35, 36], так как им часто свойственны региональные уклоны дна, расчлененный аккумулятивный и эрозионный подводный рельеф [5, 9, 25], а также большая текучесть вытаявших из льда осадков. Последнее связано с сильным насыщением таких осадков водой и обилием алевропелитовой фракции.

Наличие в разрезах рассматриваемой ассоциации эрозионных промоин и каналов свидетельствует, очевидно, о существовании в большепатомском бассейне подводных склонов, позволявших отдельным гравитационным потокам врезаться в подстилающие осадки. Судя по широкому развитию турбидитов, дебритов и отложений зерновых потоков в толщах подстилающих и покрывающих большепатомскую свиту, региональные подводные склоны были характерной чертой бортов рифейского Патомско-Уринского прогиба. Можно предположить, что подводный склон, связанный с восточным бортом последнего, был главной причиной гравитационных перемещений материала из краевой зоны большепатомского бассейна в более глубоководные его части. Об этом свидетельствует значительное количество обломков водорослевых и онколитовых доломитов в конглобрекциях и тиллоидах большепатомской свиты. Аналогичные биогенные породы в подстилающих отложениях в коренном залегании известны только в марининской свите краевой зоны Патомского и прилегающей части платформенного Березовского прогиба, расположенного восточнее. Валунно-конгломератовое и гравийно-песчаное выполнение некоторых эрозионных каналов и обшайбый грубый состав пород свидетельствуют о проксимальном по отношению к источникам грубообломочного материала положении рассматриваемой ассоциации пород большепатомской свиты. Поставщиками грубообломочного материала, судя по характеру рассматриваемой и смежных ассоциаций, были, по-видимому, ледники. Во время образования второй ассоциации это были ледники, оканчивавшиеся в прибрежной зоне бассейна, или ледниковые реки, формировавшие подводные конусы выноса. В средней или верхней части таких конусов выноса могла формироваться рассматриваемая ассоциация пород большепатомской свиты. Хотя грубый состав пород затрудняет идентификацию следов ледникового разноса в породах этой ассоциации, на спорадическое существование такого разноса, возможно, указывают отдельные крупные валуны, встречающиеся в пачках сравнительно тонкослоистых градиационных песчаников. Учитывая все вышесказанное, вторую ассоциацию пород большепатомской свиты можно квалифицировать как проксимальные мариногляциальные отложения. Подобные отложения с подводными конусами выноса и межконусными дистальными фациями были в последние годы описаны в мариногляциальных отложениях разного возраста — от нижнепротерозойских [31, 38] до пермских [35].

Третья ассоциация пород, которая может быть выделена в большепатомской свите, объединяет тонкослоистые алевроитовые песчаники разного типа, слагающие довольно мощную пачку в основании обн. 1 на р. Лене (см. фиг. 1, 2). К этой же ассоциации тяготеет, по-видимому, пачка мощностью более 40 м, развитая на р. Большой Патом (обн. 14) и состоящая из чередования тончайшеслоистых, со знаками ряби, реже косослоистых известковистых песчаников и алевролитов. Обе пачки развиты локально и согласно подстилают рассмотренную выше ассоциацию проксимальных мариногляциальных отложений. Как отмечалось при описании типов пород, тонкослоистые алевроитовые песчаники по условиям залегания, структурным и текстурным признакам похожи на дистальные отложения подводного конуса выноса.

Конус выноса проградировал, и дистальные фации сменились проксимальными фациями, представленными рассмотренной выше проксимальной мариногляциальной ассоциацией отложений.

Большое количество обломочных зерен известняков в тончайшеслоистых известковистых песчаниках (обн. 14) позволяет считать, что последние представляют дистальные турбидиты, латерально связанные с известняковыми конглобрекциями и сопровождающими их известняковыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. Видимо, они, как и алевроитистые песчаники р. Лены, являются дистальными фациями конуса выноса.

Вывод о том, что вторая и третья ассоциации пород большепатомской свиты представляют отложения конусов выноса, подтверждается изучением косой

слоистости, которая встречается в песчаниках этих двух ассоциаций. На р. Ура косая слоистость падает на юго-запад, юг и реже восток и юго-восток (см. фиг. 1, 5, к-н), а на реках Лена и Большой Патом — на запад, северо-запад, север — северо-восток и северо-восток (см. фиг. 1, 5, д-и), т.е. в значительной мере навстречу друг другу и по сходящимся направлениям. Это указывает на то, что субмеридиональный подводный склон восточного борта Патомско-Уринского прогиба осложнился в большепатомское время конусами выноса, один из которых, по-видимому, располагался немного южнее приустьевой части р. Большой Патом, а другой — севернее нижнего течения р. Ура.

* * *

Характер пород и строение разреза большепатомской свиты указывают на то, что она отложилась в обширном водном бассейне, по-видимому, достаточно глубоко, при непосредственном участии айсбергов, талых ледниковых вод и, видимо, шельфовых ледников. Значительная часть отложенных ими осадков перерабатывалась подводными склоновыми процессами и частично придонными течениями. Отложения, вмещающие большепатомскую свиту, представлены главным образом известняками и, интерполируя эту последовательность, легко предположить, что большепатомский бассейн был тоже морским. Поэтому условия осадконакопления большепатомской свиты можно в целом определить как мариногляциальные.

В первой половине большепатомского времени и в конце его главными агентами, поставлявшими обломочный материал, были айсберги, талые воды, выносившие в море большое количество ледниковой муки, и, видимо, шельфовые ледники, плававшие и, возможно, лежавшие на дне. Соответствующие отложения по характеру преобладавших во время седиментации обстановок можно определить как дистальные мариногляциальные.

Два эпизода дистальной мариногляциальной седиментации разделялись сравнительно коротким эпизодом разрастания подводных конусов выноса, формировавшихся за счет выноса псаммито-псефитового материала ледниковыми и подледными реками и, возможно, выводными ледниками. На склонах и в эрозионных каналах этих конусов выноса интенсивно накапливались параллельно-, градиционно- и косослоистые песчаники, дебриты, подводно-оползневые тела, гравелиты и конгломераты, а во внешней части конусов — тонкослоистые песчаники и алевропелиты. Определенную роль играл, по-видимому, и айсберговый разнос. Направления падения косой слоистости в песчаниках позволяют предполагать в пределах Уринского поднятия наличие двух конусов выноса. В целом отложения конусов выноса можно отнести к проксимальным мариногляциальным отложениям. Причиной смены дистальных мариногляциальных отложений проксимальными, а затем обратно были, по-видимому, сначала эвстатическое понижение, а затем аналогичное повышение уровня моря, которые соответственно перемещали линию налегания ледников на дно сначала в сторону бассейна, а затем обратно.

Главные источники сноса и, следовательно, области оледенения, судя по составу обломков конглобрекций и падению косой слоистости располагались к северу, северо-востоку от Уринского поднятия, по-видимому, на восточном борту Патомско-Уринского прогиба и прилегающей Сибирской платформе.

Мнение Г.Ф. Лунгерсгаузена о ледниковом происхождении большепатомской свиты в общем виде подтверждается, хотя данная им интерпретация свиты как континентальных ледниковых отложений, сформированных ледниками, двигавшимися со стороны Патомского нагорья, представляется ошибочной.

Подтверждение ледникового происхождения большепатомской свиты имеет не только региональное и седиментологическое значение. Отложения, вмещаю-

шие большепатовскую свиту, большинством исследователей относятся по комплексу строматолитов и микрофитолитов к среднему рифею [2, 4], что находится в хорошем согласии с общими геологическими и геохронологическими рамками. В последние годы было высказано также мнение о верхнерифейском возрасте большепатовской свиты [15]. Если общепринятая точка зрения о среднерифейском возрасте большепатовской свиты верна, то эта свита может рассматриваться как первое свидетельство среднерифейских оледенений на Земле и, возможно, как первый признак существования среднерифейской гляциозеры. Если подтвердится предположение о верхнерифейском возрасте большепатовской свиты, она станет первым свидетельством верхнерифейских оледенений в северной Евразии.

Список литературы

1. Ботвинкина Л.Н. Ритмит — особый текстурный тип породы смешанного состава // Литология и полез. ископаемые. 1966. № 5. С. 3—16.
2. Дольник Т.А., Воронцова Г.А. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий (На основании изучения строматолитов и микрофитолитов). Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. 95 с.
3. Ильин А.Д. Синийские и кембрийские отложения в зоне сочленения склона Алданского шита и Прибайкальского краевого прогиба // Тр. ВНИГНИ. Вып. 130. 1959. С. 5—32.
4. Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления // Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск. кн. изд-во, 1967. С. 247—291.
5. Лаврушин Ю.А. Особенности накопления и строения ледниково-морских отложений в условиях фиордового побережья // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 3. С. 63—79.
6. Лисицын А.П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 232—284.
7. Лунггерсгаузен Г.Ф. Следы оледенений в позднем докембрии Юж. Сибири и Урала и их стратиграфическое значение // Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 97—108.
8. Лунггерсгаузен Г.Ф. Тиллиты и тиллитоподобные образования // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Гостехиздат, 1963. С. 566—577.
9. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176.
10. Петтиджон Ф. Осадочные породы. М.: Недра, 1981.
11. Руженцев С.В., Чжан-Бу-Чунь. О тектонике северных частей Патомского нагорья // Изв. АН СССР. Сев. геол. 1961. № 9. С. 37—48.
12. Соколов Б.С. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийской платформы Евразии // Тр. ВНИГНИ. 1958. Вып. 126. С. 670—672.
13. Трейлоб Р.Э., Леонов Б.Н., Лунггерсгаузен Г.Ф. Объяснительная записка к листу Р-50 (Сунтар). М.: Госгеолтехиздат, 1956. 82 с.
14. Хабаров А.В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. Л.—М.: Госгеолиздат, 1933. 12 с.
15. Хоментовский В.В. Байкальский комплекс и байкалиты // Геология и геофизика. 1984. № 8. С. 33—40.
16. Чумаков Н.М. О некоторых докембрийских тиллитоподобных породах СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 2. С. 83—101.
17. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с.
18. Швецов М.С. О некоторых вспомогательных приемах изучения осадочных пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т. 24. № 1. С. 61—66.
19. Энштейн О.Г. Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 3. С. 112—127.
20. Anderson J.B., Brake C.F., Domack E.W. et al. Development of a polar glacial-marine sedimentation model from Atlantic Quaternary deposits and glaciological information // Glacial-Marine Sedimentation. N.Y.: Plenum Press, 1983. P. 233—264.
21. Blackwelder E. Pleistocene glaciation in the Sierra Nevada and Basin Ranges // Bull. Geol. Soc. America. 1931. V. 42. P. 3—41.
22. Boulton G.S., Deynoux M. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences // Precambrian Res. 1981. V. 15. № 3—4. P. 397—422.
23. Evenson E.B., Dreimanis A., Newsome J.W. Subaqueous flowtills: a new interpretation for a genesis of some laminated till deposits // Boreas. 1977. № 6. P. 115—133.
24. Eyles C.H., Eyles N. Sedimentation in a large lake: A reinterpretation of the late Pleistocene stratigraphy at Scarborough Bluffs, Ontario, Canada // Geology. 1983. V. 11. P. 146—152.
25. Eyles C.H., Eyles N., Miall A.D. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the

- interpretation of ancient glacial sequences // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1985. V. 51. № 1–4. P. 15–84.
26. Fairchild I.J., Hambrey M.J. The Vendian succession of northern Spitsbergen: petrogenesis of a dolomite-tillite association // *Precambrian Res.* 1984. V. 26. P. 111–167.
 27. Gravenor C.P., Von Brunn V., Dreimanis A. Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian deposits // *Earth-Sci. Rev.* 1984. V. 20. P. 105–166.
 28. Harland W.B., Key K.N., Krinsley D.H. The definition and identification of tills and tillites // *Earth-Sci. Rev.* 1966. V. 2. P. 71–98.
 29. Link P.K., Gostin V.A. Facies and paleogeography of Sturtian glacial strata (Late Precambrian), South Australia // *Amer. J. Sci.* 1981. V. 281. P. 353–374.
 30. Miall A.D. Glaciomarine sedimentation in the Gowganda Formation (Huronian), Northern Ontario // *J. Sediment. Petrol.* 1983. V. 53. P. 477–491.
 31. Mustard P.S., Donaldson J.A. Substrate quarrying and subglacial till deposition by an Early Proterozoic ice sheet: evidence from the Gowganda Formation at Cobalt, Ontario, Canada // *Precambrian Res.* 1987. V. 34. № 3–4. P. 347–368.
 32. Ovenshine A.T. Observation of iceberg rafting in Glacier Bay Alaska and the identification of ancient ice-rafted deposits // *Bull. Geol. Soc. America.* 1970. V. 81. P. 891–894.
 33. Pettijohn F.J. *Sedimentary rocks.* N.Y.: Harper, 1957. P. 1–178.
 34. Pettijohn F.J. Dimensional fabric and ice flow: Precambrian (Huronian) glaciation // *Science.* 1962. V. 135. P. 442.
 35. Powell R.D. Glaciomarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples // *Marine Geol.* 1984. V. 67. P. 579–586.
 36. Visser J.N.J. The problems of recognising ancient subaqueous debris flow deposits in glacial sequences // *Trans. Geol. Soc. S. Africa.* 1983. P. 127–135.
 37. Visser J.N.J. Stone orientations in basal glaciogenic diamictite: four examples from the Permo-Carboniferous, Dwyka Formation, South Africa // *J. Sediment. Petrol.* 1989. V. 59. № 6. P. 935–943.
 38. Visser J.N.J., Look J.C., Colliston W.P. Subaqueous outwash fan and esker sandstones in the Permo-Carboniferous Dwyka formation in South Africa // *J. Sediment. Petrol.* 1987. V. 57. № 3. P. 467–478.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
16.X.1990

УДК 553.64(517)

© 1991

Кулешов В.Н., Зайцев Н.С., Осокин П.В.,
Доржнамжаа Д., Отир Л.

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ КАРБОНАТНОГО ВЕЩЕСТВА В ФОСФОРИТАХ
ХУБСУГУЛЬСКОГО ФОСФОРИТОНОСНОГО БАССЕЙНА МНР
(ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА)**

На основании полученных данных по изотопному составу углерода и кислорода карбонатной составляющей разных типов фосфоритов (гравелитоподобных, пеллетных, монофосфатов), а также пластовых доломитов фосфатоносной пачки и вмещающих пород сделан вывод о наличии в пределах фосфатоносной пачки карбонатного вещества разного происхождения: 1) морского осадочного, 2) диагенетического и 3) вторичного, низкотемпературного, образованного, наиболее вероятно, на стадии катагенеза.

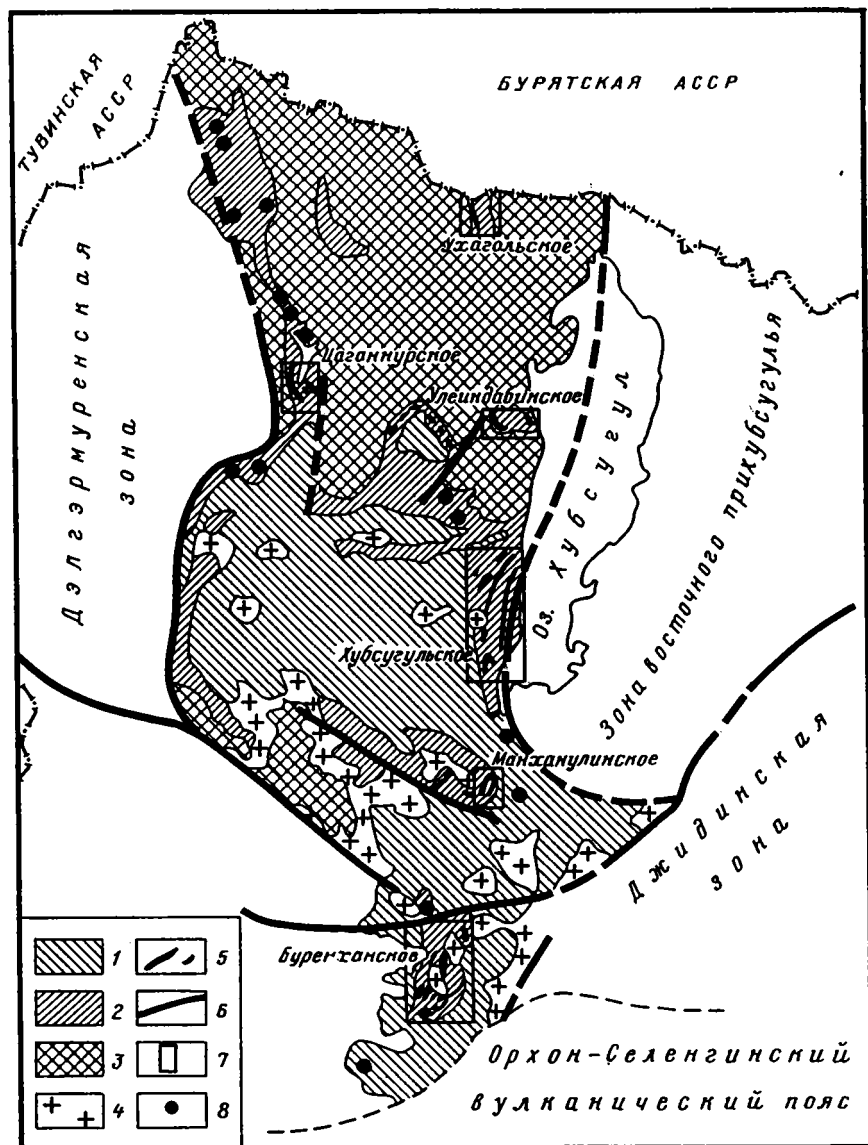
Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (ХФБ) — один из наиболее крупных древних фосфоритоносных бассейнов земного шара. Территориально он расположен в пределах северной части МНР и частично выходит на прилегающую территорию СССР (фиг. 1). Месторождения этого бассейна приурочены к отложениям венд-нижнекембрийского возраста и представлены протяженными стратифицированными пластовыми толщами фосфоритов.

В настоящее время геологическое положение, вещественный состав и строение фосфоритов ХФБ изучены достаточно хорошо [3, 5–8, 13, 14]. В то же время серьезных изотопных исследований в породах этого региона до сих пор не проводилось, хотя имеются отдельные предварительные данные [1, 10, 11].

Вообще фосфориты с позиций геохимии изотопов на сегодняшний день изучены достаточно хорошо. Проведены изотопные исследования их разных генетических и морфологических типов, изучены фосфориты разного геологического возраста из различных регионов мира. На основании аналитического материала построены модели геолого-геохимических условий формирования фосфоритовых руд [16–18]. Однако имеющиеся изотопные данные характеризуют главным образом само фосфатное вещество, в то время как другие минеральные компоненты этих руд, такие, как карбонаты, силикаты и др., в изотопном отношении остаются недостаточно изученными. Именно этот пробел мы и пытались в какой-то мере восполнить на примере изучения пород ХФБ.

Настоящая работа посвящена изучению изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах фосфоритовых руд и связанных с ними карбонатах вмещающего разреза. Предполагалось, что полученные величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ и закономерности их распределения могут дать дополнительную информацию об условиях образования и преобразования фосфоритовых руд и явиться косвенным изотопно-геохимическим критерием происхождения самого фосфатного вещества.

С этой целью была собрана коллекция каменного материала с разных участков Хубсугульского и Буренханского месторождений (ХФБ). Она представлена различными типами фосфоритовых руд и включает образцы вмещающих карбонатных пород (известняки, доломиты). На Буренханском месторождении пробы были отобраны из карьера первого участка; на Хубсугульском — следующие объекты: 1) канава 7 профиля 22 (5-й продуктивный пласт, Южно-Онголикский

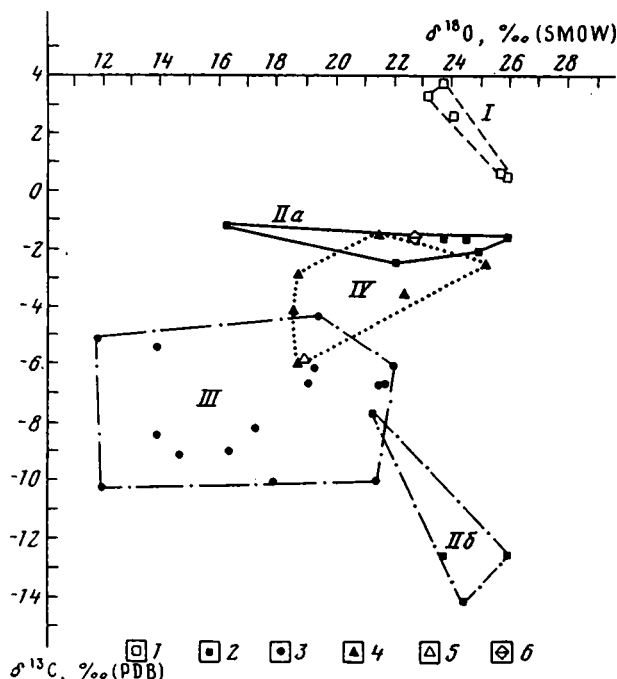


Фиг. 1. Схема геологического строения Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (ХФБ)

1 – нижний (местами средний) кембрий (известняки, песчаники, алевролиты); 2 – венд – нижний кембрий (слоистые известняки, массивные доломиты, кремни, песчаники, туфопесчаники, алевролиты, фосфориты); 3 – верхний (нерасчлененный) кембрий (метасланцы, конгломераты); 4 – палеозойские гранитоидные интрузии; 5 – горизонты фосфоритов; 6 – важнейшие разломы; 7, 8 – соответственно месторождения и рудопроявления фосфоритов

участок); 2) каналы и выработки Онголикского и Хэсэньского участков и 3) керновый материал скв. 174 (Хэсенский участок).

Карбонатное вещество изучаемого района имеет разнообразную и сложную природу. На основании макро- и микроскопического изучения пород фосфоритоносных разрезов выделяется несколько генетических групп карбонатов и устанавливается многостадийность процессов вторичного (наложенного) карбонатообразования [7].



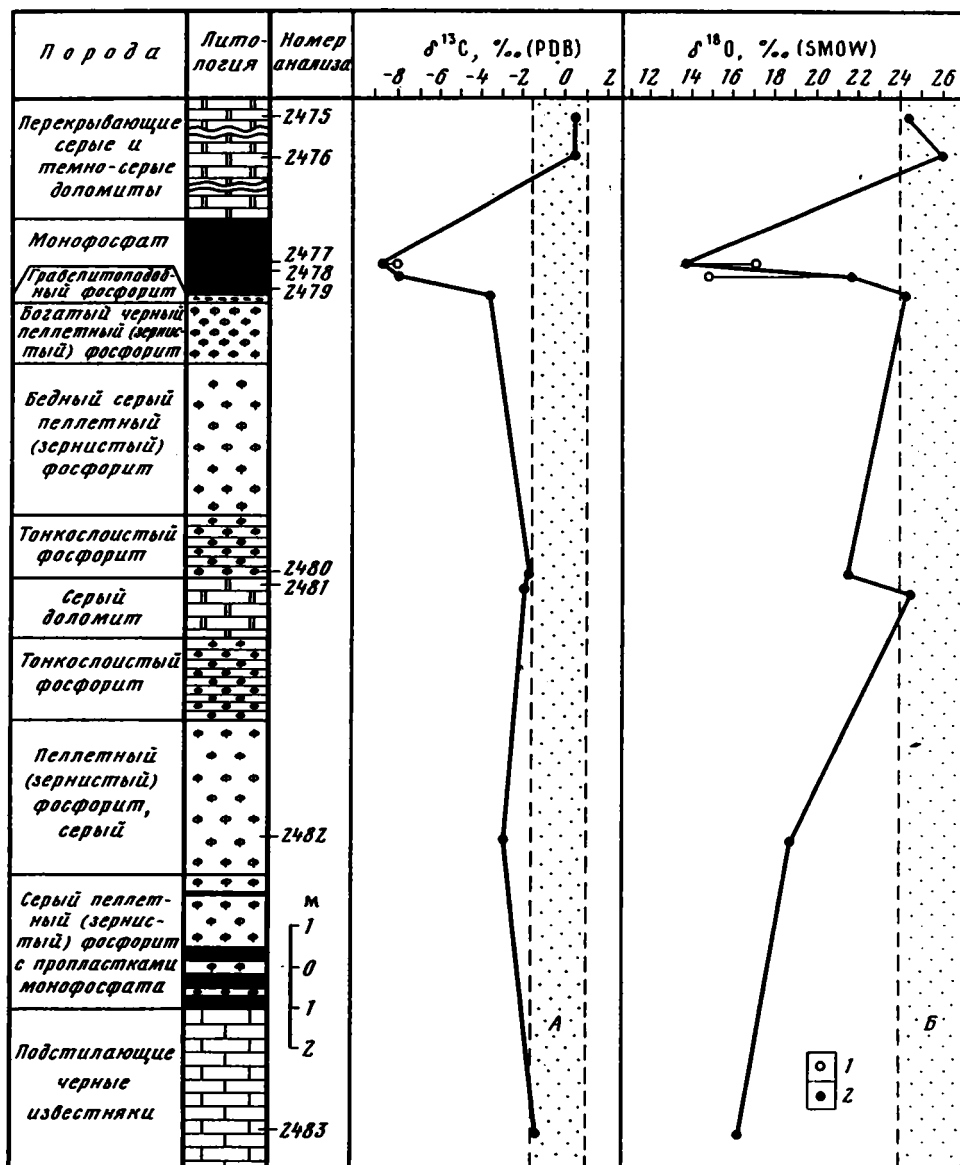
Фиг. 2. Распределение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в фосфоритах и карбонатных породах ХФБ

1 – бесфосфатные доломиты вмещающего разреза; 2 – карбонатные породы (доломиты, известняки), входящие в состав фосфоритоносных пачек; 3 – карбонатное вещество, заключенное в монофосфатных разностях фосфоритов; 4 – карбонатный цемент пеллетных (зернистых) и гравелитоподобных фосфоритов; 5 – карбонатное вещество кремнисто-фосфатной породы; 6 – вторичный (гипергенный) карбонат. I–IV поля (I – доломиты, вмещающие фосфоритоносную пачку, II – карбонаты фосфоритоносной пачки: а – осадочные, б – диагенетические, III – карбонат монофосфатов, IV – пеллетные (зернистые) и гравелитоподобные фосфориты)

При отборе проб для изотопных исследований авторы старались отобрать такие пробы, которые наиболее полно соответствовали бы той или иной генерации карбонатов или литолого-петрографическому типу карбонатной (карбонатно-фосфатной) породы. В связи с этим весь имеющийся в нашем распоряжении каменный материал по генетическим и морфологическим признакам был условно разделен на несколько групп: 1) бесфосфатные карбонаты (главным образом доломиты), вмещающие фосфоритоносную пачку. Среди пород самой фосфоритоносной пачки опробованы следующие группы; 2) пластовые доломиты и известняки (и их обломки), 3) карбонатное вещество, входящее в состав монофосфатных разновидностей фосфоритов. Здесь карбонатные выделения представлены следующими морфологическими разновидностями: а) тонкорассеянные (без макроскопически видимых выделений), б) мелкие выделения, рассеянные по породе, и в) в виде тонких прожилков, заполняющих мелкие трещины, 4) карбонатный цемент пеллетных (зернистых) и гравелитоподобных фосфоритов. Кроме этого, были опробованы: рассеянный карбонат в кремнисто-фосфатной породе и карбонатные шетки гипергенного генезиса.

При подготовке проб к изотопному анализу использовалась стандартная методика разложения образцов в вакууме в ортофосфорной кислоте при комнатной температуре. Время разложения для разных проб было равным: от 1 ч (для кальцита) до 1–2 сут (для доломита и проб монофосфатов).

Обсуждение изотопных данных. Все полученные изотопные данные приведены в таблице и показаны на графиках (фиг. 2 и 3). Если исходить из существующих



Фиг. 3. Распределение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатном веществе пород разреза фосфоритонесной пачки (Южно-Онголикский участок Хубсугульского месторождения, профиль 22, канава 7, продуктивная фосфоритонесная пачка 5).

1, 2 – пробы монофосфатов (1 – карбонат в виде тонких прожилков, 2 – рассеянное карбонатное вещество). Области А и Б соответствуют карбонату осадочного морского происхождения

представлений, что карбонатное вещество фосфоритов имеет осадочное происхождение и отлагалось главным образом в нормальных морских условиях [7], то следовало бы ожидать, что значения изотопного состава углерода и кислорода будут относительно постоянными и соответствовать морским осадочным карбонатам [20]. Однако этого не наблюдается. Полученный аналитический материал, как видно из данных, приведенных в таблице, показывает очень широкий диапазон вариаций значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$: соответственно от -14,1 до 3,7 и от 11,8

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатных пород и фосфоритов Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (МНР)

Номер ана- лиза	Характеристика пробы и место отбора	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
I. Хубсугульское месторождение			
<i>Южно-Онголикский участок, канава 7, профиль 22</i>			
2475	Серый мелкозернистый доломит в 35 м выше кровли фосфори- тового пласта 5	0,6	25,8
2476	Темно-серый доломит в 28 м выше кровли фосфоритового пласта 5	0,5	26,1
2477	Монофосфат из пласта фосфоритов 5 в 1 м ниже кровли: скопление карбоната в виде прожилка рассеянное карбонатное вещество	-8,4 -8,1	13,9 17,3
2478	То же, в 1,2 м ниже кровли пласта фосфоритов 5: рассеянное карбонатное вещество прожилковый карбонат рассеянные выделения карбонатов вдоль трещин	-9,0 -6,7 -7,9	14,7 21,7 16,3
2479	Гравелитоподобный фосфорит с карбонатным цементом в 1,7 м ниже кровли пласта фосфоритов 5	-3,5	22,4
2480	Фосфорит темно-серый, тонкополосчатый, пеллетный (зерни- стый) в 8,35 м ниже кровли пласта 5, карбонат цемента	-1,5	21,6
<i>Хэсэнский участок, скв. 174</i>			
2498	Пеллетный (зернистый) фосфорит	-2,5	25,4
2500	Доломит	-2,1	25,0
II. Буренханское месторождение			
2504	Монофосфат с карбонатом: гипергенный карбонат (щетки) выделения карбоната по трещинам	-1,5 -6,0	22,8 22,1
2505	Слоистый обломочный фосфорит с карбонатом: карбонат мелких трещин в монофосфате доломитовый прослой с обломками фосфата темно-серый доломит в обломках серый карбонат в виде оторочек вокруг обломков темно- серого доломита щетки кристаллов калыцита по трещинам	-10,4 -14,1 -12,5 -8,7 -10,0	18,0 24,6 26,1 25,4 21,6
2506	Монофосфат, брекчированный с прослоем доломита: кальцитовые выделения в монофосфате рассеянное карбонатное вещество в монофосфате доломит	-6,6 -10,2 -7,6	19,2 12,1 21,4
2507	Монофосфат: кальцитовые выделения рассеянное карбонатное вещество	-5,3 -5,0	13,9 11,8
2508	Монофосфат с обломками доломита рассеянное карбонатное вещество монофосфата доломит	-6,7 -12,5	21,8 23,9
2509	Кремнисто-фосфатная порода	-5,9	18,8
2481	Серый доломит с редкими зернами фосфата, в 8,6 м ниже кровли пласта фосфоритов 5	-1,7	24,6
2482	Пеллетный (зернистый) фосфорит, серый, в 14,8 м ниже кровли пласта фосфоритов 5	-2,8	18,8
2483	Черный рассланцованный известняк в 3,0 м ниже подошвы фосфоритового пласта 5	-1,1	16,2

Номер ана- лиза	Характеристика пробы и место отбора	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
<i>Онголикский участок</i>			
2484	Обломочный доломит: обломки черного цвета светло-серый цемент: кальцит то же доломит	2,6 2,6 3,3	24,1 17,4 23,2
2486	Серый доломит	3,6	21,1
2487	Брекчированный доломит: цемент обломки	0,9 3,7	24,7 23,7
2488	Рудный горизонт; переслаивание монофосфата и доломита: доломит	-4,3	19,5
2489	Полосчатая карбонатно-фосфатная порода	-2,4	22,2
2490	Пеллетный (зернистый) фосфорит с незначительным содержа- нием карбоната в цементе	-4,1	18,6
2491	Пласт I. Брежированная, почти монофосфатная порода: цемент рассеянный карбонат фосфата	-6,0 -6,0	21,9 29,4
2492	Слоистая карбонатно-фосфатная порода: доломит существенно фосфатный прослой	-1,5 -1,1	26,1 27,0
2494	Черный доломит	-1,6	23,8

до 26,6‰. При этом на фоне таких колебаний изотопных отношений отдельные группы карбонатного вещества группируются в самостоятельные, довольно устойчивые "поля" изотопных характеристик. Это свидетельствует о разных условиях образования изученных карбонатов.

I группа. Бесфосфатные доломиты, вмещающие породы фосфоритонесной пачки. Породы этой группы характеризуются довольно устойчивым изотопным составом углерода и кислорода в области высоких величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Значения $\delta^{13}\text{C}$ для них варьируют от 0,5 до 3,7‰, а $\delta^{18}\text{O}$ — от 23,2 до 26,1‰. Такие высокие значения изотопного состава свойственны типичным осадочным карбонатам и свидетельствуют об их нормальном морском происхождении [4, 20]. На графике (см. фиг. 2), построенном в координатах $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, бесфосфатные доломиты вмещающего разреза занимают крайнее верхнее правое положение (поле I).

II группа. Пластовые доломиты (реже, известняки) фосфоритонесной пачки. Эти породы в изотопном отношении от доломитов первой группы отличаются повышенным содержанием легких изотопов ^{13}C и ^{18}O . Изотопный состав углерода в них варьирует от -12,5 до -1,1‰, а кислорода — от 16,2 до 26,1‰. Такой широкий предел вариаций этих величин может быть обусловлен разными причинами и свидетельствует о различных условиях образования карбонатов рассматриваемой группы.

Очевидно, те карбонаты, которые характеризуются наиболее высокими величинами $\delta^{13}\text{C}$ (-2 ± 0 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (24 ± 2 ‰), (см. фиг. 2, поле IIa), имеют нормально-осадочное морское происхождение. По сравнению с бесфосфатными доломитами вмещающего разреза (I группа) они заметно обогащены легким изотопом углерода. Это обусловлено наиболее вероятно тем, что в период накопления фосфатно-карбонатных толщ, по всей видимости, в палеобассейне сильно

активизировалась органическая жизнь. Это приводило к тому, что в морском водоеме этого времени более интенсивно происходила генерация CO_2 органического генезиса ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = -25 \div -20\text{‰}$) и добавки этой углекислоты в составе растворенного в морской воде бикарбоната могли обусловить наблюдаемое обогащение легким изотопом углерода осадочных карбонатов.

Подтверждением былой насыщенности органическим веществом изученных отложений может служить также наличие среди них карбонатов с низкими изотопными отношениями углерода. Эти карбонаты представлены главным образом обломками, которые входят в состав бесфосфатных пачек Буренханского месторождения и составляют вторую подгруппу среди пород рассматриваемой группы (см. фиг. 2, поле IIб). Величины $\delta^{13}\text{C}$ в них меняются от $-14,1$ до $-12,5\text{‰}$ и являются изотопно неравновесными с растворенным бикарбонатом морской воды. При этом изотопный состав кислорода в них аналогичен кислороду рассматриваемых выше осадочных карбонатов, что свидетельствует об образовании этих карбонатов в изотопно равновесных (или близких к ним) условиях с кислородом воды палеобассейна. Карбонаты с такими низкими изотопными характеристиками углерода могли формироваться только в условиях диагенеза при активном участии в их образовании изотопно легкой CO_2 . Последняя своим происхождением обязана результату окисления органического вещества в толще ила [12].

Примеры карбонатных образований с таким легким изотопным составом углерода среди осадочных толщ в настоящее время хорошо известны [15, 19, 21]. Наиболее типичны из них диагенетические карбонатные марганцевые руды крупнейших марганцевых месторождений СССР [9, 10].

Одной из характерных черт изученных доломитов (а также известняков) рассматриваемой группы является их обогащение во многих случаях также и легким изотопом кислорода (вплоть до $-16,2\text{‰}$ — см. таблицу, анализ 2483). Это однозначно свидетельствует о прошедших процессах вторичного преобразования (по-видимому, на стадии катагенеза) осадочного карбонатного вещества с изменением их исходного изотопного состава кислорода (в некоторых случаях, возможно, и углерода). Причем это преобразование происходило с новообразованием карбонатной фазы, главным образом в виде кальцита, который характеризуется существенным обогащением легкого изотопа ^{12}C . Это хорошо видно на примере брекчированных доломитов онголикского участка Хубсугульского месторождения (анализ 2484). Здесь кальцит светлой цементирующей массы характеризуется величиной $\delta^{18}\text{O}$, равной $17,4\text{‰}$, в то время как обломки исходного доломита соответственно величиной $24,1\text{‰}$. Изотопный состав углерода при этом не изменяется ($\delta^{13}\text{C} = 2,6\text{‰}$).

III группа. Карбонатное вещество монофосфатных разновидностей фосфоритов. Наиболее обогащенным легкими изотопами углерода и кислорода среди изученных в настоящей работе пород оказалось тонкопрожилковое и рассеянное карбонатное вещество, которое заключено в монофосфатных разновидностях фосфоритов. Общий предел вариаций величин $\delta^{13}\text{C}$ в них составляет от $-10,4$ до $-4,3\text{‰}$, а кислорода — от $11,8$ до $22,1\text{‰}$ (см. фиг. 2, поле III). В эти же пределы изотопных отношений попадает и рассеянное карбонатное вещество кремнисто-фосфатной породы (анализ 2509). В целом найденное распределение значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ не подчиняется какой-либо однонаправленной закономерности, а наблюдаемый широкий спектр вариаций этих величин может свидетельствовать о неодинаковых условиях карбонатовыделения в породах этой группы.

Так, карбонат монофосфатов, который характеризуется крайне низкими величинами $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, должен был отлагаться при повышенных температурах и участии вод преобразующих флюидов с наиболее низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$. Одним из возможных источников воды таких флюидов могли служить воды метеорного генезиса. Если считать, что они характеризовались изотопным составом кислорода, близким к -10‰ , то карбонатовыделение должно

было бы происходить при температурах порядка 80–90°C. При условии, что преобразующие флюиды характеризовались более тяжелым изотопным составом кислорода (по сравнению с метеорными), карбонатное вещество с такими низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ должно было бы отлагаться при более высоких температурах: 200–215°C для морской воды ($\delta^{18}\text{O} \sim 0$), 310–380°C для вод глубинного (находящихся в изотопно-кислородном равновесии с глубинными магматическими породами) генезиса ($\delta^{18}\text{O} = 6\text{--}8\text{‰}$). По нашему мнению, наиболее вероятным источником вод преобразующих флюидов служили метеорные воды. В то же время имеющиеся изотопные данные не исключают возможность участия в этом процессе и вод другого генезиса.

Напротив, карбонатное вещество монофосфатов, которое характеризуется наиболее тяжелым (20–22‰) изотопным составом кислорода, отлагалось, наиболее вероятно, при достаточно низких (15–25°C) температурах при участии вод также метеорного происхождения. Подтверждением этого предположения могут служить данные по изотопному составу кислорода в карбонатах гипергенного генезиса ($\delta^{18}\text{O} = 22,8\text{‰}$, анализ 2504а).

Таким образом, неоднородность изотопных отношений углерода в карбонатном веществе монофосфатов свидетельствует об изотопной неомогенности среды карбонатовыделения, а найденные низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (до $-10,4\text{‰}$ включительно) могут служить доказательством участия уголекислоты биогенного происхождения в процессе карбонатообразования.

Рассмотрение вопроса об участии эндогенной CO_2 в образовании карбонатной составляющей монофосфатов, по-видимому, можно исключить полностью, поскольку: а) исходный изотопный состав глубинной (мантийной) CO_2 обычно не опускается ниже -8‰ [2] и б) если все же и осуществлялся ее привнос, то она должна быть полностью изотопно потеряна на фоне собственной изотопной уголекислородной среды, представленной мощнейшим разрезом толщ доломитов и известняков венд-кембрийского возраста ХФБ.

Таким образом, учитывая характер распределения карбонатного вещества (прожилки, включенные трещины, рассеянное вещество) и найденные значения изотопного состава углерода и кислорода, можно заключить, что карбонатовыделение в монофосфатах происходило многостадийно в широком температурном интервале (вплоть до 80°C) при участии метеорных вод.

IV группа. Карбонатный цемент гравелитоподобных и пеллетных (зернистых) фосфоритов. Карбонатное вещество пород этой группы также характеризуется достаточно широким пределом вариаций $\delta^{13}\text{C}$ (от $-4,1$ до $-1,5\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O}$ (от 18,6 до $25,4\text{‰}$). Здесь можно отметить зависимость между изотопным составом углерода и кислорода, которая заключается в том, что образцы с наиболее низкими величинами $\delta^{13}\text{C}$ характеризуются и наиболее низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, и наоборот. На графике (см. фиг. 2, поле IV) в координатах $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ эти породы занимают промежуточную область между карбонатным веществом монофосфатов и доломитами фосфоритоносной пачки. Очевидно, эта зависимость обусловлена смешением уголекислотного вещества из двух разных источников с разным исходным изотопным составом и представляет собой линию смешения.

Одним из них, по-видимому, является уголекислота исходно осадочных карбонатов (доломиты) фосфатоносной пачки и вмещающего разреза. Они характеризуются высокими величинами изотопного состава углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C} \sim 0$, $\delta^{18}\text{O} 24\text{--}26\text{‰}$), а на графике (см. фиг. 2) занимают положение правее и выше поля распределения карбонатов гравелитовых и зернистых фосфоритов.

Другим источником служит CO_2 с легким изотопным составом углерода и кислорода. По-видимому, она соответствует уголекислоте проб карбонатов в монофосфате с наиболее низкими изотопными характеристиками: $-14 \div -10\text{‰}$ для $\delta^{13}\text{C}$ и $10 \div 12\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$. Естественно, изотопные характеристики этого источника с увеличением количества фактического материала могут быть несколь-

ко уточнены, но это принципиально не должно повлиять на ход наших рассуждений и полученные выводы.

Таким образом, из рассмотренных выше примеров вытекает, что наблюдаемое разнообразие вариаций изотопного состава углерода и кислорода в изученных породах во многих случаях обусловлено перераспределением изотопов этих элементов в последующих низкотемпературных гидротермально-метасоматических процессах, происходивших, по-видимому, на стадии катагенеза. Наиболее интенсивно они протекали внутри фосфатоносной пачки. В то же время во вмещающих отложениях их воздействие было проявлено значительно слабее. Это хорошо видно на фиг. 3, где показан характер распределения изотопного состава углерода и кислорода по разрезу фосфатоносной продуктивной пачки, вскрытой в канаве № 7 Хубсугульского месторождения. Отчетливо видно, что практически все карбонатное вещество этого разреза, за исключением перекрывающих доломитов и одного горизонта (мощностью 1,3 м) доломитов внутри самой пачки, по изотопным характеристикам не попадает в область значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (см. фиг. 3, А, Б), свойственных осадочным карбонатам.

Наиболее обогащенными легкими изотопами углерода и кислорода оказываются пробы карбонатов из монофосфатов, а гравелитоподобные и пеллетные (зернистые) фосфориты характеризуются более высоким содержанием тяжелых изотопов ^{13}C и ^{18}O и часто располагаются вблизи области, свойственной осадочным карбонатам.

Карбонатное вещество вмещающих фосфатоносную пачку пород (доломиты) в пределах изученных месторождений также в некоторых случаях было подвергнуто вторичным преобразованиям. Эти преобразования сопровождалось брекчированием исходных пород и выделением вторичного карбоната в виде цемента (преимущественно доломита), а также изменением их исходного изотопного состава (главным образом кислорода). Это хорошо видно на примере пород Хубсугульского месторождения (см. таблицу, анализы 2483, 24846).

* *
*

Резюмируя весь вышеизложенный материал, можно заключить, что карбонатное вещество фосфоритоносных толщ Хубсугульского и Буренханского месторождений имеет гетерогенную природу и характеризуется разным исходным изотопным составом. Среди этих карбонатов можно выделить следующие генетические группы: 1) исходно-осадочные морские карбонаты; 2) карбонаты диагенетического происхождения и 3) низкотемпературные вторичные карбонаты, образованные, по-видимому, на стадии катагенеза при участии вод метеорогенного генезиса.

Имеющийся в нашем распоряжении аналитический материал пока не позволяет однозначно ответить на вопрос об исходной природе самого фосфатного вещества фосфоритов. Однако с большей достоверностью можно полагать, что первичный фосфатизированный осадок был насыщен органическим веществом и претерпел диагенетические изменения одновременно с образованием достаточно большого количества диагенетических карбонатов.

Список литературы

1. Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Юдин Н.И. и др. Изотопный состав кислорода фосфоритовых месторождений Монголии // Тез. докл. VIII Всес. симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1980. С. 108–110.
2. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.
3. Георгиевский А.Ф., Асипов А.А., Поташник Б.А., Пауль Р.К. Некоторые данные об условиях формирования фосфоритов Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (ОХФБ) // Проблемы геологии фосфоритов: Тез. докл. и путеводитель VI Всес. совещ. (Таллинн, 18–21 апреля 1988 г.). Таллинн, 1988. С. 137–139.

4. Гриненко В.А., Галимов Э.М. Геохимия изотопов углерода в коре выветривания известняков // Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965. С. 286–297.
5. Зайцев Н.С., Ильин А.В., Ратникова Г.И. О фациальных изменениях фосфоритоносных отложений Хубсугульского бассейна // Тр. СМГЭ. Вып. 22. 1977. С. 180–189.
6. Зайцев Н.С., Ильин А.В. Некоторые особенности Буренханского месторождения фосфоритов (МНР) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259. № 2. С. 430–432.
7. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 167 с.
8. Ильин А.В., Блисковский В.З., Дейнекина Р.С., Шмелькова Ю.Д. Низкокарбонатный фторкарбонатит и фторгидроксилпатит – главные минералы хубсугульских фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 6. С. 144–146.
9. Кулешов В.Н. К вопросу о генезисе марганцевых карбонатных руд Никопольского и Больше-Токмакского месторождений (по данным изотопного состава углерода и кислорода) // Тез. докл. XI Всес. симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1986. С. 210–212.
10. Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В. Изотопный состав и происхождение никопольских карбонатных марганцевых руд // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. С. 233–258.
11. Кулешов В.Н., Зайцев Н.С., Доржнамжаа Д., Очир Л. О природе карбонатного вещества в фосфоритах Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, МНР (по данным изотопного состава углерода и кислорода) // Тез. докл. XII Всес. симпозиума по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ, 1989. С. 326–327.
12. Кулешов В.Н., Штеренберг Л.Е. Изотопный состав Fe–Mn-конкреций оз. Красного (Карельский перешеек) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 92–104.
13. Ратникова Г.И. Литология, минералогия и особенности микроструктуры древних фосфоритов Буренханского месторождения (МНР). – Проблемы геологии фосфоритов. Тез. докл. и путеводитель VI Всес. совещ. (Таллинн, 18–21 апреля 1988 г.). Таллинн, 1988. С. 158–160.
14. Хераскова Т.Н., Даидаваа З. Кремнисто-фосфатные взрывчатые брикеты // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288. № 2. С. 450–452.
15. Gantier D.L., Praft L.M. Carbon, oxygen and sulfur isotopic trends in carbonate concretions from the upper cretaceous Sharon Springs Member of the Pierre Shale. – Colorado. TERRA Cognita (Letter from the organisers of JCOGVI, 6-th Internat. Conf. Geochronology, and Isotope Geology), 1986. №2. 108 p.
16. Luz B., Kolodny Y., Kovach J. Oxygen isotope variations in phosphate of biogenic apatites. III. Conodonts // Earth. Planet. Sci. Lett. 1984. V. 69. №1. P. 255–262.
17. Luz B., Kolodny Y. Oxygen isotope variations in phosphate of biogenic apatites IV. Mammal teeth and bones // Earth. Planet. Sci. Lett. 1985. V. 75. № 1. P. 29–36.
18. Shemesh A., Kolodny Y., Luz B. Oxygen isotope variations in phosphate of biogenic apatites. II. Phosphorite rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64. №3. P. 405–416.
19. Staley G.H.S. The diagenesis of the cretaceous Cardium and Viking Formations, Alberta Basin, Canada. TERRA Cognita (Letter from the organisers of ICOGVI, 6-th Internat. Conf. Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology), 1986. V. 6. № 2. P. 107–108.
20. Veizer J., Hoefs I. The Nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks // Geochim. et cosmochim. acta. 1976. V. 40. № 11. P. 1387–1395.
21. Vengosh A., Kolodny Y., Tepperberg M. Multi-phase isotopic analysis as a tracer of diagenesis: the example of the Mishash formation, cretaceous of Israel // Chem. Geol. (Isotope Geo-science Section). 1987. V. 65. № 1. P. 235–253.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
21.II.1990

УДК 552.525:552.313

© 1991

Ерощев-Шак В.А., Букин А.С., Черкашин В.И.

КАОЛИНИТЫ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛИТОВ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОЗЕР И ИХ СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

В работе показано, что каолиниты из современных гидротермалитов и гидротермальных озер представляют собой гетерогенные образования, состоящие из совершенной и несовершенной (дефектной) структурных фаз. Причина структурных дефектов этого минерала обусловлена неоднородностью гидрогеохимических сред их образования. Существенное влияние на формирование структурных дефектов гидротермальных каолинитов оказывают температура, pH, концентрация щелочных и щелочноземельных катионов в минералообразующих растворах, а также матрица исходного минерала.

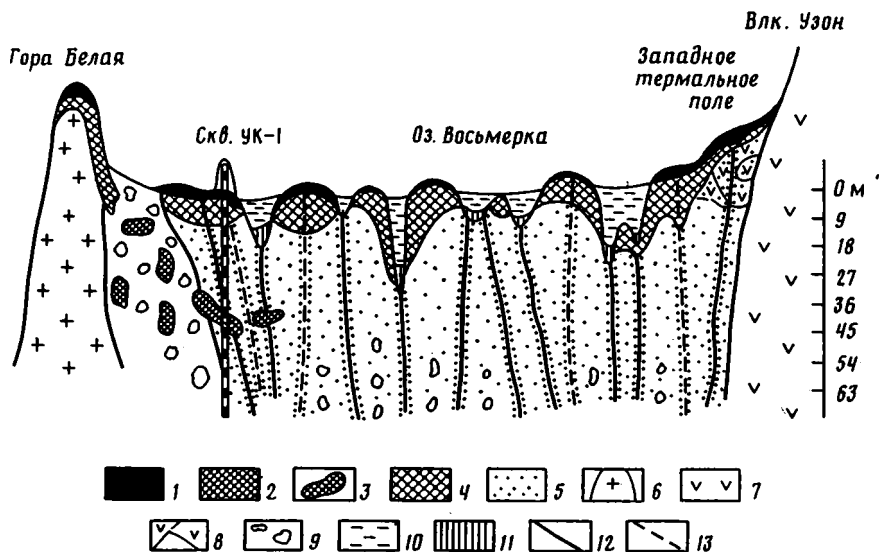
В корях выветривания, гидротермалитах, в осадках болот, некоторых озер, а также морей и океанов каолинит является одним из наиболее распространенных глинистых минералов. Широкий набор геологических обстановок, в которых встречается каолинит, характеризуется разнообразными условиями их формирования и различными гидрогеохимическими средами образования и эволюции минеральных парагенезисов. В литературе неоднократно отмечалось, что каолиниты, сформировавшиеся в различных условиях, дают отличающиеся дифракционные картины [2, 4, 11, 12, 15].

Попытки вскрыть причинность этой взаимосвязи не дали однозначного ответа. Отчасти это связано с реконструкцией условий минералообразования по вторичным признакам, а также с качественным подходом к анализу дифрактограмм.

В настоящей работе проанализированы рентгеновские дифракционные картины каолинитов такого происхождения, когда термодинамические параметры среды минералообразования можно установить непосредственно. Этому условию отвечают каолиниты современных гидротермалитов и особенно аутигенных образований гидротермальных озер.

НЕОДНОРОДНОСТЬ СРЕД ОБРАЗОВАНИЯ

Авторами изучены каолиновые минералы гидротермалитов, а также осадков и взвесей гидротермальных озер кальдеры Узон на Камчатке (фиг. 1). Кальдера Узон представляет собой котловину размером 7×10 км², сформировавшуюся в пределах Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии. Котловина ограничена крутыми обрывами высотой от 300 до 800 м. Рыхлые образования кальдеры слагаются кислым тефроидным материалом озерного седиментогенеза и базальтами, являющимися аллохтонными фрагментами влк. Узон. Они сформировались в верхнеплейстоцен-голоценовое время. Внутри кальдеры прослеживаются возвышенности, образованные экструзией дацитов (гора Белая — верхний плейстоцен) и эксплозией андезито-базальтов (маар оз. Дальнее — голоцен) [10]. В кальдере наряду с древними гидротермалитами, локализованными в вершинной части горы Белой (см. фиг. 1), широко развита современная гидротермальная деятельность, приводящая к образованию гидротермалитов по кислому тефроидному материалу в пределах центральных термальных полей и по базальтам Западного термального поля [5, 6].



Фиг. 1. Принципиальная схема зональности гидротермалитов по субширотному разлому в кальдере Узон

1–5 – зоны (1 – опалитовая, 2 – каолинитовая древних гидротермалитов, 3 – аллохтон древних гидротермалитов каолинитовой зоны, 4 – каолинитовая современных гидротермалитов, 5 – смектитовая); 6 – экструзия дацитов; 7 – базальты влк. Узон; 8 – аллохтон базальтов влк. Узон; 9 – тефроидные отложения озерного седиментогенеза в воронке взрыва; 10 – гидротермальные озера; 11 – современные осадки гидротермальных озер; 12–13 – термо-выводящие каналы (12 – активные, 13 – закальматированные)

Общий дебит термальных вод Узонской гидротермальной системы равен $3,8 \cdot 10^6$ т/год. Эти воды в основном атмосферного происхождения, и лишь около 10% приходится на эндогенную составляющую. Время полного оборота атмосферных вод, включая их нисходящую фильтрацию, прогрев и конвективный подъем, а также с учетом эндогенного вклада, достигает 37–40 лет. Общая площадь выходов на поверхность гидротерм в кальдере составляет $0,61 \text{ км}^2$ [10]. Температура газоводных растворов в недрах гидротермальной системы равна приблизительно $200\text{--}300^\circ \text{C}$, на глубинах 60 м – 140°C , на поверхности термальных полей – колеблется от 98 до 20°C .

Гидротермалиты имеют зональное строение. В их вертикальном разрезе прослеживаются следующие генетические зоны (снизу вверх): смектитовая, каолинитовая и опалитовая (см. фиг. 1). На высоких гипсометрических уровнях между смектитовой и каолинитовой зонами генерируется зона смешанослойных каолинит-смектитов (Западное поле). Среди термальных полей кальдеры располагаются гидротермальные озера (см. фиг. 1) [7].

Характерной особенностью гидротермальных растворов, при воздействии которых на материнские породы образуются глинистые минералы, является их физико-химическое и гидрогеохимическое разнообразие, что обуславливает неоднородность сред гидротермального литогенеза и озерного седиментогенеза.

Каолиновые минералы слагают одноименную зону гидротермалитов, распространены в качестве аллохтонного материала в пределах смектитовой зоны этих пород, а также слагают осадки некоторых кислых гидротермальных озер. Образцы пород для изучения каолинитов отбирались из нижней, средней и верхней частей каолинитовой зоны гидротермалитов, и каолинитового материала, находящегося в пределах смектитовой зоны, и из верхнего горизонта гидротермально измененных базальтов, образующих зону смешанослойных каолинит-смектитов (см. фиг. 1). Образцы каолинитов из гидротермального озера Восьмерка выделены

Таблица 1

Содержание ряда компонентов в поровых растворах, полученных из керна скв. УК-1 (кальдера Узон), мг/л

Компоненты	Обр. 82-23* (гор. 7,9 м)	Обр. 82-21* (гор. 6,5 м)	Обр. 82-20** (гор. 5,0 м)
Na ⁺	111,27	108,05	98,0
K ⁺	67,26	71,56	49,4
Ca ²⁺	62,32	20,64	10,6
Mg ²⁺	29,47	17,99	13,8
Al ³⁺	23,70	42,0	43,7
Fe ³⁺		Не обнаружено	
Fe ²⁺	74,50	101,92	89,7
Cl ⁻	37,2	24,3	22,6
SO ₄ ²⁻	920,4	830,2	800,0
pH	5,6	4,5	3,4
T, °C	96,5	94,3	93,0

*Анализы выполнены в лаборатории Геоминвод.

**Анализ выполнен в ИВ ДВО АН СССР [10].

Таблица 2

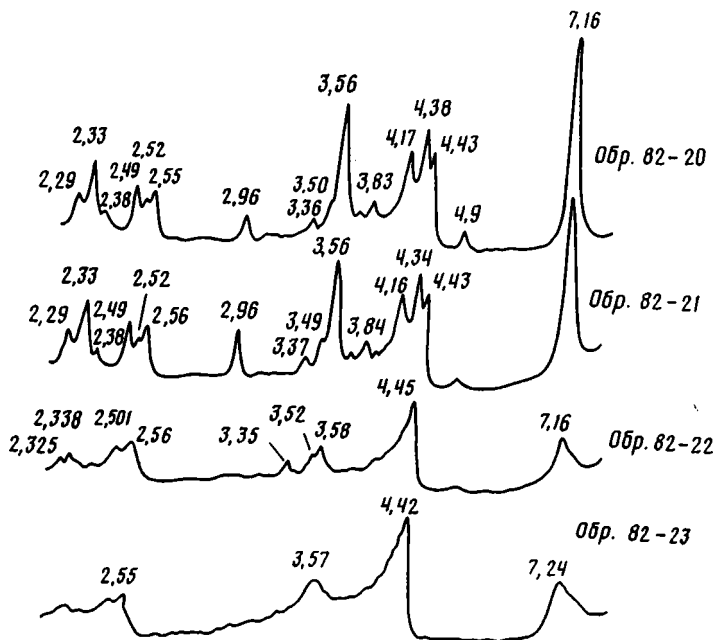
Химический состав глинистой фракции гидротермалитов каолининовой зоны скв. УК-1, %

Компоненты	Обр. 82-23 (гор. 7,9 м)	Обр. 82-21 (гор. 6,5 м)	Обр. 82-20 (гор. 5,0 м)
SiO ₂	52,12	46,69	43,77
SiO ₂ (аморф.)	0,02	2,30	3,07
TiO ₂	0,52	0,54	0,54
Al ₂ O ₃	17,73	33,81	33,82
Fe ₂ O ₃	3,59	1,68	1,03
FeO	0,04	Не обнаружено	
MnO	0,08	0,01	Не обн.
CaO	0,94	0,54	0,17
MgO	1,02	0,27	0,38
Na ₂ O	0,54	0,31	0,19
K ₂ O	0,31	0,24	0,15
H ₂ O ⁺	11,23	12,62	12,34
H ₂ O ⁻	5,21	2,31	2,09
CO ₂		Не обнаружено	
C	0,42	0,76	0,81
P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,08
SO ₃	0,23	0,40	0,17
S	0,04	0,80	0,62
Сумма	99,07	99,37	100,32

Примечание. Анализы выполнены в ГИН АН СССР.

из взвеси и осадков, локализованных в пределах подводных грифонов, характеризующихся определенным типом гидротермальных растворов с присущими им температурами и величинами pH. Все изученные каолиниты формировались в породах, изменяющихся при участии гидротермальных растворов, мигрирующих по ныне действующим термовыводящим каналам.

Каолиновые минералы каолининовой зоны. В пределах термальных полей активных вулканических областей каолининовая зона подстилает опалитовую и



Фиг. 2. Рентгеновские дифрактограммы порошков каолинитов из каолинитовой зоны гидротермалитов кальдеры Узон (нумерация образцов возрастает вниз по разрезу скв. УК-1)

прослеживается на глубинах от 0,2 до 4,0 м и более. В туфогенных породах и пористых базальтах каолин почти полностью замещает стекло пелловой вулканокластики, темноцветные и другие минералы и выполняет пустотные пространства. Последние играют функцию путей миграции термальных газожидких растворов и представляют собой места их взаимодействия с вмещающими породами. Размер пустотных пространств в гидротермалитах каолинитовой зоны колеблется от 2 до 100 мкм и благодаря хорошей взаимосвязи они образуют единую пористо-проницаемую систему, примыкающую к термовыводящим каналам. Средняя эффективная пористость пород этой зоны гидротермального литогенеза составляет около 20%. Для сравнения следует указать, что однотипные породы нижележащей смектитовой зоны обладают большей (30–35% и выше) пористостью, а выше лежащие породы опалитовой зоны имеют пористость около 10% и играют роль верхних водоупоров.

В табл. 1 приведен химический состав поровых растворов каолинитовой зоны литогенеза, выделенных из кислых туфогенных образований кальдеры Узон. В этих растворах, находящихся в большей степени равновесия с аутигенным каолином, отмечается тенденция к уменьшению концентрации щелочных и щелочно-земельных катионов к верхним частям разреза. По данным табл. 2, в глинистой фракции каолинов этого разреза также наблюдается уменьшение содержания этих элементов и кремния в верхних частях каолинитовой зоны. Нижняя часть зоны характеризуется наиболее высокими температурами, но не выше 96,5°C (pH 5,6). Для средней части зоны типичная температура составляет 94,3–94,5°C (pH 4,5). В верхней части зоны температура падает до 93,0°C, а pH — до 3,4.

На фиг. 2 представлены рентгеновские порошковые дифрактограммы некоторых образцов из каолинитовой зоны гидротермалитов, вскрытых скв. УК-1 в кальдере Узон. В средней и верхней частях зоны (обр. 82-20 и 82-21) набор дифракционных отражений однозначно свидетельствует о наличии в породе каолинита. Дифрактограммы образцов из нижней части зоны (обр. 82-22 и 82-23), хотя

Таблица 3

Содержание ряда компонентов в поровых растворах смектитовой зоны
с аллотигенным каолинитом Узонской гидротермальной системы, мг/л

Компоненты	Обр. 82-32 (скв. УК-1, гор. 18,5 м)	Обр. 71-100 (скв. Р-8, гор. 1,2 м)	Раствор свободной циркуляции (излив, скв. Р-8)
Na ⁺	135,7	1950,0	1000,0
K ⁺	28,6	93,3	85,0
Ca ²⁺	157,6	176,0	77,4
Mg ²⁺	4,4	3,1	5,7
Cl ⁻	9,0	2747,0	2310,0
SO ₄ ²⁻	754,3	519,4	86,0
HCO ₃ ⁻	Не обн.	2,8	24,4
pH	7,0	5,8	7,6
T, °C	150,0	92,0	94,0

Примечание. Анализы выполнены в ИВ ДВО АН СССР [10].

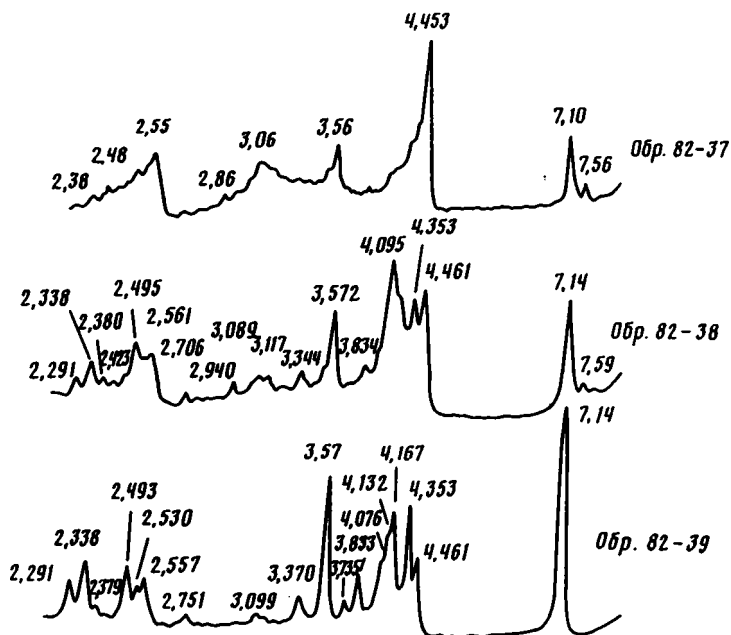
Таблица 4

Химический состав глинистой фракции гидротермалитов смектитовой зоны
скв. УК-1, содержащей аллотигенный каолинит, %

Компоненты	Обр. 82-41 (гор. 46,8 м)	Обр. 82-34 (гор. 26,0 м)	Обр. 82-25 (гор. 8,5 м)
SiO ₂	45,69	49,15	50,04
SiO ₂ (аморф.)	2,63	1,70	6,66
TiO ₂	0,78	1,72	0,87
Al ₂ O ₃	29,06	20,05	15,90
Fe ₂ O ₃	2,38	2,75	1,77
FeO	Не обнаружено		0,58
MnO	0,01	0,07	0,07
CaO	1,31	1,73	2,18
MgO	0,51	3,88	1,75
Na ₂ O	0,06	0,12	0,41
K ₂ O	0,06	0,12	0,26
H ₂ O ⁺	9,87	7,93	10,31
H ₂ O ⁻	6,82	9,53	7,95
C	0,65	0,76	1,10
P ₂ O ₅	0,15	0,04	0,03
SO ₃	0,25	0,67	0,37
S	0,15	0,19	0,09
Сумма	100,80	100,41	100,80

Примечание. Анализы выполнены в ГИН АН СССР.

и свидетельствуют о наличии 7 Å минерала, но отличаются от дифрактограммы каолинита отсутствием ряда характерных для него рефлексов. Изучение этих образцов под просвечивающим электронным микроскопом показало наличие в них частиц двух морфологических типов. Первые представлены изометрическими пластинчатыми образованиями, но не имеющими гексагональных форм, характерных для совершенного каолинита; вторые – трубчатыми выделениями, морфологически сходными с галлаузитом.



Фиг. 3. Рентгеновские дифрактограммы порошков каолинитов из смектитовой зоны гидротермалитов кальдеры Узон (нумерация образцов возрастает вниз по разрезу скв. УК-1)

На Западном термальном поле кальдеры узон каолин распространен в приповерхностной зоне гидротермального изменения базальтов. Рентгеновская дифракция позволяет надежно отнести большую часть этого образования к каолиниту. Он находится в парагенезисе с алунитом и самородной серой. Каолинит образовался здесь за счет эпигенетического изменения смектита при температурах около 40°C и $\text{pH } 2,4$. Кислая среда парагенезиса каолинит-алунит сформировалась при микробиологическом окислении сублимационной серы [7, 9, 18]. Характерная особенность поровых растворов из описываемых пород — отсутствие в них кремнезема и ионов алюминия.

Таким образом, генерация каолиновых минералов в пределах каолиновой зоны может осуществляться в неоднородных условиях, характеризующихся широким диапазоном температур (от 40 до $96,5^{\circ}\text{C}$) и кислотностей ($2,4 < \text{pH} < 5,6$), что приводит к образованию двух минеральных фаз — галлузита и каолинита, а последние резко отличаются по своим дифракционным характеристикам.

Каолиновые минералы смектитовой зоны. Смектитовая зона характеризуется развитием смектита в виде инкрустационных налетов на внутренних поверхностях пустотных пространств пепловой вулканокластике при $\text{pH } 6,5$ и температуре около 140°C .

Аллохтонный материал снесен в кальдеру Узон с возвышенностей, в том числе и сложенных древними гидротермалитами (гора Белая, см. фиг. 1). Каолинит на горе Белой сформировался при гидротермальном изменении кислых пород дацитового состава еще до формирования взрывной воронки, положившей начало образованию кальдерного озера. В процессе его образования обломочный каолинизированный материал был перемещен и захоронен среди тейфроинов, вовлеченных в настоящее время в гидротермальный литогенез. В пределах смектитовой зоны литогенеза аллотигенный каолинит неравновесен как с поровыми растворами, так и с растворами свободной циркуляции, содержащими повышенное количество щелочных и щелочноземельных катионов (табл. 3). Глинистая фракция пород смектитовой зоны также содержит повышенное количество этих катионов (табл. 4).

Содержание ряда компонентов в водах гидротермального оз. Восьмерка, мг/л

Компо- ненты	Обр. 102- 79 (гл. 12,5 м)	Обр. 139-79 (гл. 14,0 м)	Обр. 118-79 (гл. 7,0 м)	Обр. 125-79 (гл. 7,0 м)	Обр. 153-79 (гл. 6,0 м)	Обр. 131-79 (гл. 6,3 м)	Обр. 157-79 (гл. 0,6 м)
Na ⁺	196,9	23,5	94,3	50,8	186,6	78,0	497,5
K ⁺	7,0	6,5	5,8	7,1	4,5	5,0	6,0
Ca ²⁺	14,0	4,0	20,0	64,8	14,0	8,2	11,2
Mg ²⁺	1,2	2,5	50,4	55,2	3,0	1,2	1,2
Al ³⁺	3,0	60,0	10,4	23,0	42,0	40,0	60,0
Fe ³⁺	47,5	47,5	33,5	50,3	167,5	47,5	22,1
Fe ²⁺	Не обнаружено						
H ₄ SiO ₄	177,0	173,8	204,9	222,3	205,0	120,0	228,4
Cl ⁻	301,4	177,3	390,9	178,4	177,3	177,3	177,3
SO ₄ ²⁻	269,0	441,9	408,7	477,4	1096,0	451,4	1344,8
pH	2,6	2,4	2,6	2,4	2,2	2,4	2,4
T, °C	118,0	71,5	57,5	28,0	23,0	21,5	20,0

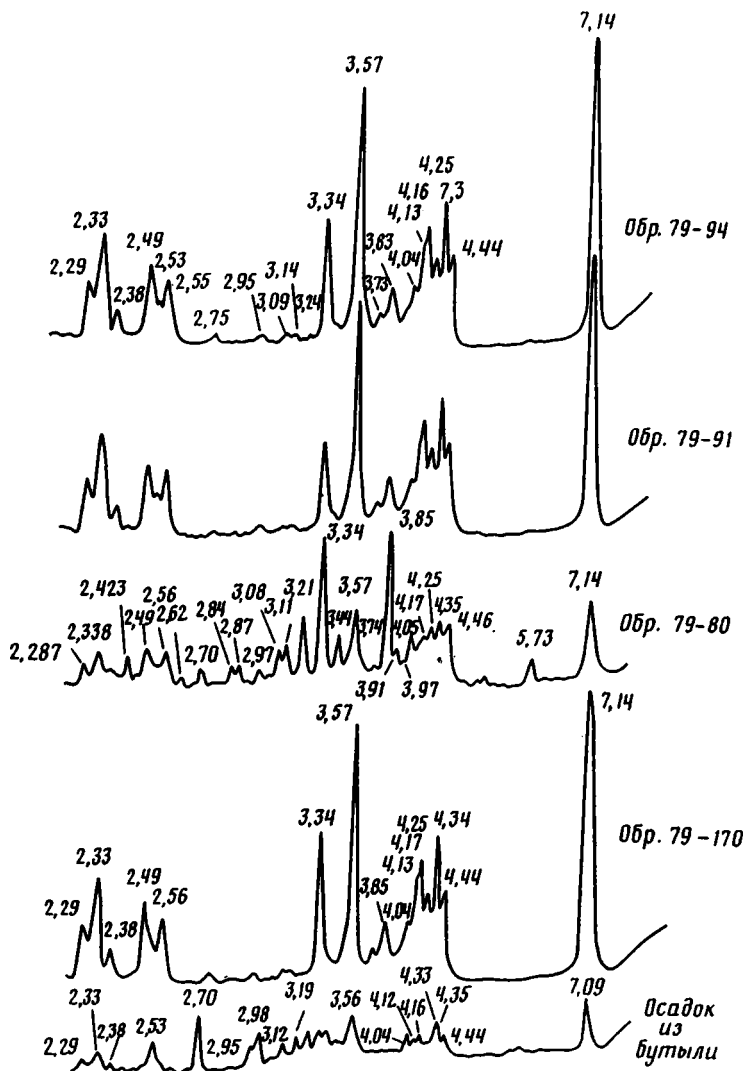
Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Геоминвод.

Таким образом, каолинит смектитовой зоны следует рассматривать как реликтовый материал древних гидротермалитов, изменяющийся под влиянием среды, контрастной по химическим и термодинамическим параметрам от условий его синтеза.

Каолиниты из этой генетической зоны также характеризуются неодинаковыми дифракционными картинками (фиг. 3). Наиболее четкие дифрактограммы дают каолиниты, слагающие крупные обломки гидротермально измененных пород (обр. 82-39 и 82-38). Тонкодисперсный обломочный материал (обр. 82-37) дает невыразительную дифракционную картину, свидетельствующую о наличии 7 Å каолинового минерала.

Каолиновые минералы современных гидротермальных озер. Наиболее типичным гидротермальным бассейном, современные осадки которого полностью слагаются каолином с небольшой примесью тонкодисперсного кварца и серы, является оз. Восьмерка в кальдере Узон. Оно располагается в пределах термального поля, погруженного на 10–14 м в результате активной гидротермальной деятельности, обрушения и уплотнения гидротермалитов в субаквальных условиях. Образовавшиеся отрицательные формы рельефа заполнены термальным раствором. На дне озера обнаружено более 70 термальных источников. Воды озера в летнее время имеют температуру от 20°С на поверхности до 50–118°С на глубинах порядка 10–16 м. В зимнее время поверхностный слой охлаждается до 0–3°С, а в придонном слое температура остается почти без изменений. Воды оз. Восьмерка имеют низкую общую минерализацию, колеблющуюся от 1,0 до 2,5 г/л, и низкие (2,2–2,7) значения pH. Согласно данным, приведенным в табл. 5, наряду с низким щелочно-кислотным потенциалом, характерным для вод озера, является неравномерное содержание в них таких компонентов, как Na, K, Ca, Mg и Al. Концентрация кремнезема колеблется от 129 до 250 мг/л, а алюминия – от 3 до 60 мг/л при среднем содержании этого компонента порядка 40 мг/л. По содержанию анионов Cl⁻ и SO₄²⁻ в этом озере четко выделяются два типа вод: хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные [8].

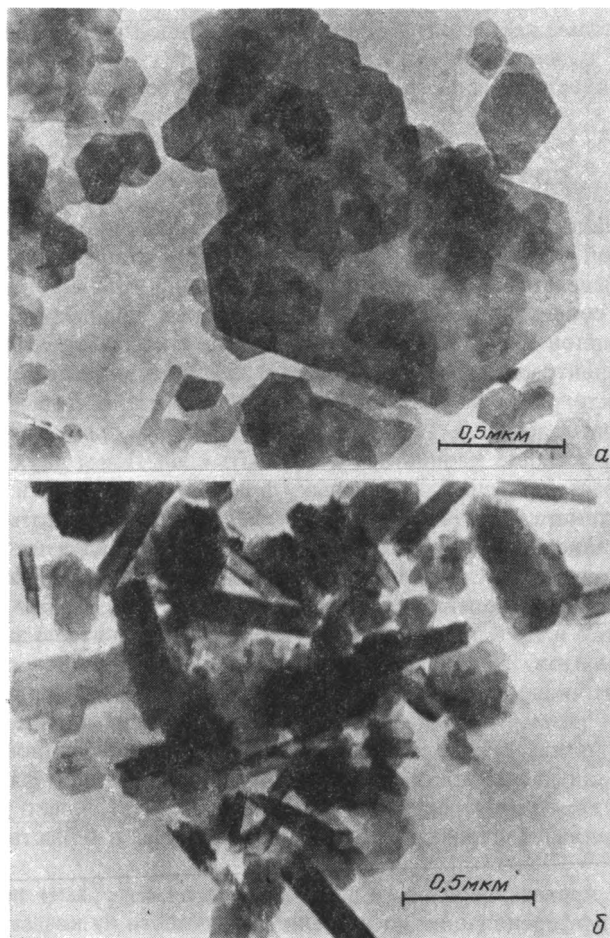
Образование водных масс оз. Восьмерка происходит при конденсации парогазовых струй, формирующих его подводные источники. К конденсатам струй подмешиваются глубинные гидротермальные растворы хлоридного натриевого состава, дериватами которого являются парогазовые струи. Весомый вклад в образо-



Фиг. 4. Рентгеновские дифрактограммы порошков каолинитов из осадков оз. Восьмерка

вание сульфат-иона в водах озера вносят сероокисляющие тионовые бактерии. Плотность сульфатобразующих микроорганизмов здесь составляет 10^6 клеток/л.

Современные осадки озера слагаются однородным глинистым илом с размером частиц $< 0,001$ мм, химический состав которых приведен в табл. 6. Осадки содержат повышенное количество Al, но мало Na, K, Mg и Ca. Осадочный материал озера полигенен. Часть материала синтезируется из гидротермального раствора, поступающего из подводных грифонов, часть вносится в результате суффозии из вмещающих пород. Согласно рентгенодифракционным данным (фиг. 4), основную массу осадков составляет каолинит, имеющий типичную для этого минерала дифракционную картину. Примеси представлены мелкодисперсным кварцем и самородной серой. На этой фигуре приведена также дифрактограмма осадка, выпавшего из воды озера после отбора пробы в отдельный сосуд и ее охлаждения с 20°C до температур, близких к 0° в течение месяца (образец из бутылки). В просвечивающем электронном микроскопе в образцах этой группы наряду с



Фиг. 5. Электронно-микроскопические снимки суспензий обр. 80-20
а – гексагонально-пластинчатый каолинит; *б* – трубчатый и пластинчатый галлуазит

Таблица 6

Химический состав современных осадков оз. Восьмерка, %

Компоненты	Обр. 94-79 (гл. 4,7 м)	Обр. 62-79 (гл. 11,8 м)	Обр. 139-79 (гл. 14,0 м)	Обр. 139-79 (гл. 6,0 м)
SiO ₂	49,15	48,40	46,64	46,21
TiO ₂	1,78	1,76	1,67	1,64
Al ₂ O ₃	35,72	35,52	32,44	32,84
Fe ₂ O ₃ + FeO	0,30	0,26	2,16	3,15
MnO	0,02	0,02	0,01	Не обн.
MgO	0,36	0,34	0,37	0,07
CaO		Не обнаружено		
Na ₂ O	0,07	0,07	0,08	0,12
K ₂ O	Не обн.	0,22	0,03	0,10
H ₂ O	11,83	12,59	15,01	14,67
Сумма	99,42	99,34	98,67	99,12

Примечание. Анализы выполнены в ГИН АН СССР.

хорошо ограниченными гексагональными пластинками каолинита (фиг. 5, а) наблюдаются участки, содержащие кристаллы трубчатого галлуазита (см. фиг. 5, б). Иногда прослеживается разворот галлуазитовых трубок до пластинчатых образований.

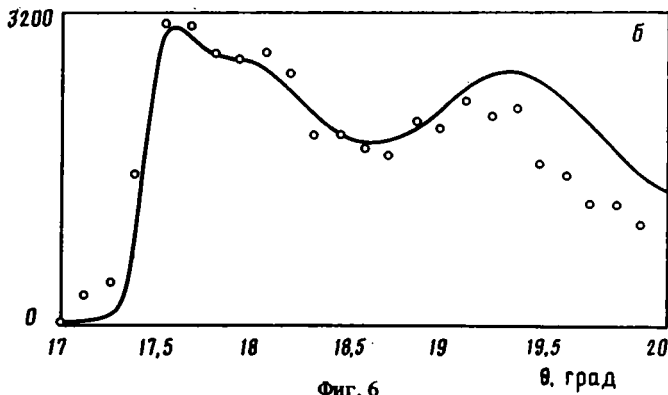
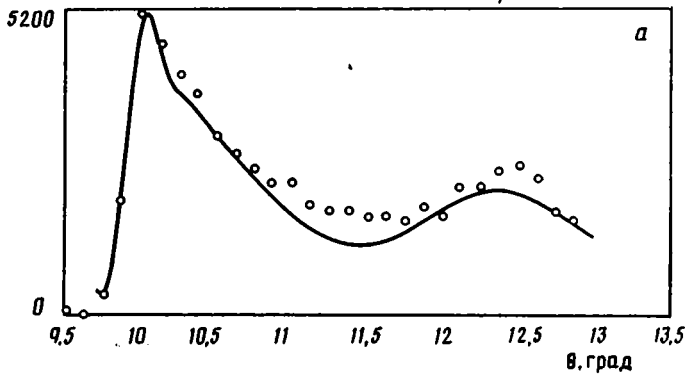
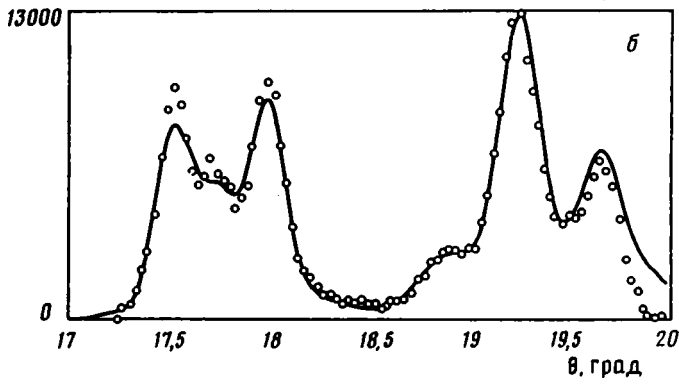
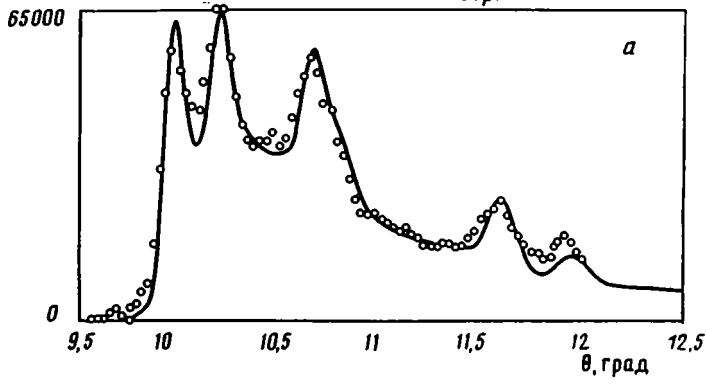
СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАОЛИНИТОВ

Судя по дифракционным характеристикам изученных каолинитов, их структуры в значительной мере дефектны. Это проявляется в уширении или исчезновении рефлексов с определенными индексами или смещении рефлексов из брегговских положений. На современном этапе развития теории дифракции от дефектных слоистых кристаллов [3, 22] может быть получена количественная информация о природе и концентрации дефектов. Попытка нахождения информативных характеристик дифрактограмм каолинитов на основе анализа их дефектов предпринималась неоднократно [12, 17, 19, 20, 22]. В работе [14] было высказано предположение, что дефектность каолинита может быть следствием двух основных причин: микропроращений энантиоморфных фрагментов право- и левовинтовых кристаллов каолинита. При этом минерал следует рассматривать как смешанно-слоистое образование: идеальный каолинит — идеальный галлуазит. Оба идеальных компонента построены из слоев одного и того же типа, но различаются способом их чередования; возникновения слоев с ошибочным положением вакансии в октаэдрической сетке и их встраиванием в структуру каолинита по закону диккитоподобных фрагментов. Дополнительное влияние на степень разрешенности рефлексов оказывает число когерентно рассеивающих слоев в упаковке m (толщина кристаллитов) и размер области когерентного рассеяния в плоскости слоев R .

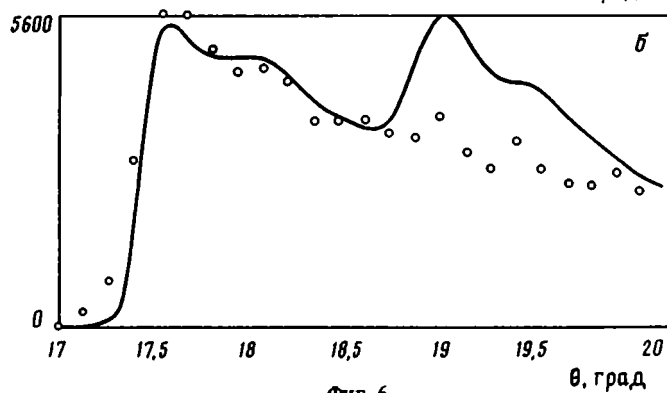
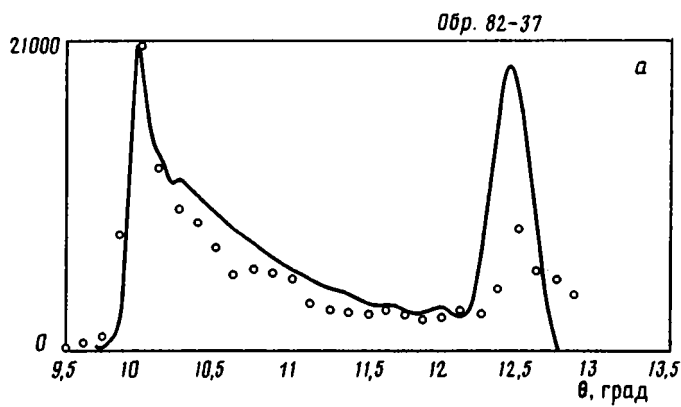
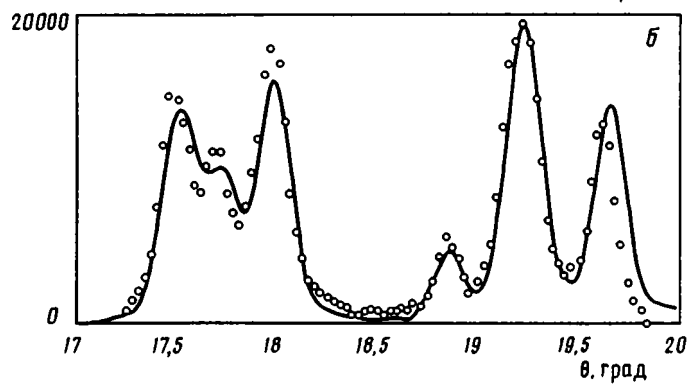
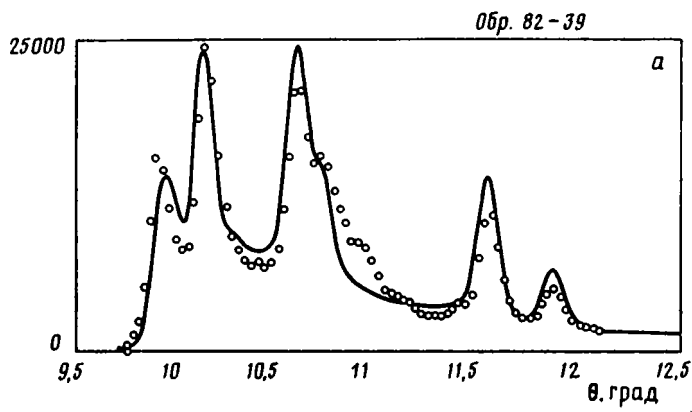
В работе [23] показано, что для каолинитов характерна неоднородность образцов с точки зрения дефектности. Наряду с более совершенной фазой каолинита, дающей острые, хорошо разрешенные пики, присутствует сильно разупорядоченная фаза, определяющая только поднятие линии фона в области рефлексов от 4,4 до 3,6 Å.

Рассмотрение представленных на фиг. 2—4 дифрактограмм показывает, что произвести их дифференциацию по степени дефектности на качественном уровне трудно. В пределах каждой рассмотренной зоны литогенеза встречаются как образцы с хорошо разрешенными рефлексами, ассоциирующиеся в нашем представлении с бездефектными каолинитами, так и дефектные, трехмерно неупорядоченные. Гетерогенность образцов обусловлена, как показано выше, неоднородностью экоусловий в каждой зоне. С целью получения более подробной информации об изучаемых образцах наиболее характерные из них были исследованы более прецизионно. Такое исследование включало в себя неискажающую дифракционный профиль рефлексов съемку дифрактограмм (ДРОН-3', Cu-, K_α -излучение, скорость $1/4^\circ \theta$ /мин, щели 0,25 и 0,1 мм перед образцом и счетчиком, щель Соллера с расходимостью 1°), а также расчет дифракционных профилей различных моделей дефектных каолинитов и сопоставление их с экспериментальными. После того как сходство достигнуто, использованные в расчете параметры структурных несовершенств приписывались изучаемому образцу. На фиг. 6 представлены построенные в одинаковом масштабе экспериментальные и рассчитанные дифрактограммы для некоторых образцов, чтобы можно было видеть степень соответствия эксперимента и расчета, а в табл. 7 приведены полученные таким образом структурные параметры изученных образцов.

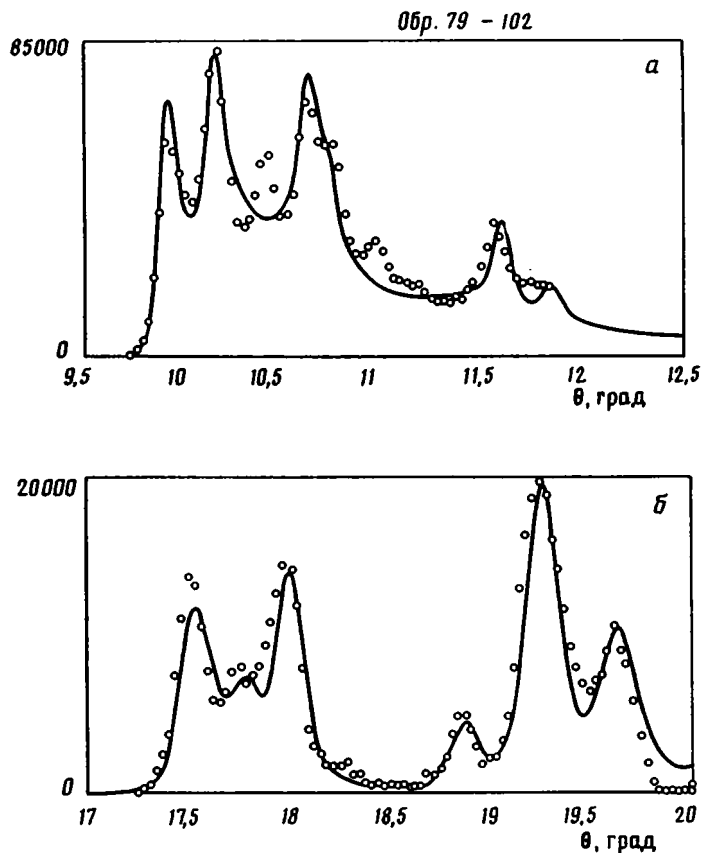
Большинство образцов оказалось двухфазными с точки зрения степени их структурного совершенства [16, 23, 24]. Более упорядоченную фазу можно рассматривать как смешанослойный каолинит-галлуазит, в котором концентрация галлуазитовой компоненты (вероятность дефекта) не превышает 10%. Толщина кристаллитов, равная 20—40 слоям, означает, что в большинстве случаев кристалл поделен на 4—6 когерентно рассеивающих блока. Гистограмма распре-



Фиг. 6



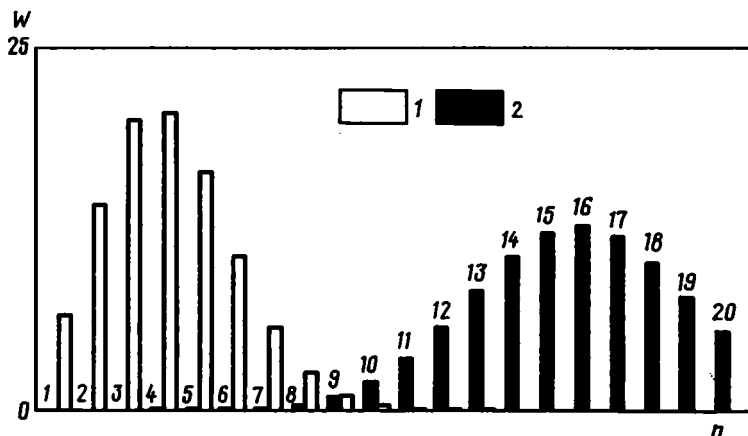
Фиг. 6



Фиг. 6. Сопоставление экспериментальных (точки) и рассчитанных (линии) участков дифрактограмм с рефлексами 021, 111 (а) и 201, 131 (б)

ления частиц по числу дефектов приведена на фиг. 7. Максимальное содержание совершенной фазы достигает 60% (обр. 82-39 и 79-134); а минимальное падает до 10% (обр. 79-102). Параметры ячейки совершенной фазы, согласно данным, приведенным в работе [1], соответствуют параметрам ячейки эталонного каолинита. Единственное исключение представляет образец 79-102. Для него найдено заниженное значение компоненты смещения слоев вдоль оси b , соответствующее (для регулярного бездефектного кристалла) углу α $91,3^\circ$. Причина этого отклонения обсуждается ниже. Области когерентного рассеяния в плоскости ab меняются от 100 до 400 Å, а толщина кристаллитов для большинства образцов составляет примерно 40 слоев (см. табл. 7).

Наибольший интерес вызывают структурные параметры неупорядоченной фазы. В ней с вероятностью 40% происходит переход от одной энантиоморфной упаковки слоев к другой. Она может рассматриваться как дефектный минерал, промежуточный между каолинитом и галуазитом. На фиг. 7 представлена гистограмма распространенности дефектов для этой фазы. Большинство кристаллов является сростками 15-20 регулярных фрагментов. Параметры ячейки этой фазы определяются положением рефлексов в области углов $17-20^\circ \theta$. Хотя они и перекрываются по положению с рефлексами совершенной фазы, но все же могут быть определены по анализу особенностей экспериментальных профилей, причем наиболее надежно для образцов с высоким содержанием дефектного компонента. В наиболее благоприятных с этой точки зрения обр. 79-102 и III-20-1-80 вновь



Фиг. 7. Гистограмма распределения встречаемости кристаллитов (W), поделенных дефектами на n регулярных фрагментов. Общее число слоев $M = 40$

1-2 – фазы (1 – совершенная – вероятность дефекта 5%, 2 – дефектная – вероятность дефекта 40%)

фиксируется уменьшение b -компоненты вектора межслоевого смещения, тогда как в обр. 82-20 оно на грани экспериментальной ошибки.

В обр. 82-22, 82-23 и 82-37 на дифрактограммах практически не наблюдаются рефлексы общего типа, что свидетельствует об отсутствии в них заметного количества структурно совершенной фазы. Однако их дифрактограммы из-за отсутствия рефлексов в области углов $17-20^\circ \theta$ не принадлежат также и к виду, характерному для дефектной фазы в определенной выше природой несовершенства. Дифрактограмму обр. 82-23 (см. фиг. 5, а, б) удалось описать, предположив, что его кристаллы построены из малого (пять-шесть) числа слоев, достаточно нестрого наложенных друг на друга. Однако к обр. 82-37 даже такая интерпрета-

Таблица 7

Параметры, описывающие гетерогенность изученных образцов и кристаллографические характеристики фаз

Номер образца	Совершенная фаза			Несовершенная фаза			
	W	$t_a: t_b$	M	W	$t_{1a}: t_{1b}$	$t_{2a}: t_{2b}$	M
79-86	50	(-0,369; -0,023)	40	50	(-0,369; -0,018)	(-0,343; 0,306)	40
79-134	60	(-0,369; -0,023)	40	40	(-0,369; -0,022)	(-0,349; 0,305)	25
79-102	10	(-0,368; -0,018)	40	90	(-0,369; -0,018)	(-0,343; 0,306)	40
III-20-1	20	(-0,368; -0,024)	20	80	(-0,369; -0,012)	(-0,333; 0,309)	40
82-20	20	(-0,368; -0,024)	20	80	(-0,369; -0,021)	(-0,347; 0,309)	40
82-39	60	(-0,369; -0,023)	40	40	(-0,369; -0,022)	(-0,349; 0,305)	40

Примечание. Условия минералообразования: 79-86 – подводный грифон оз. Восьмерка, гл. 3,4 м, $T = 24^\circ \text{C}$, pH 2,60, концентрация, мг/л: Al^{3+} 4, H_4SiO_4 205, Ca 319, SO_4^{2-} 317; 79-134 – подводный грифон оз. Восьмерка, гл. 6,0 м, $T = 25^\circ \text{C}$, pH 2,35, концентрация, мг/л: Al 40, H_4SiO_4 120, Cl^- 177, SO_4^{2-} 451; 79-102 – подводный грифон оз. Восьмерка, гл. 12,3 м, $T = 118^\circ \text{C}$, pH 2,65, концентрация, мг/л: Al 3, H_4SiO_4 228, Cl^- 301, SO_4^{2-} 269; III-20-1 – Западное термальное поле, гидротермалиты, преобразование смектита, $T = 40^\circ \text{C}$, pH 2,4; 82-20 – Восточное термальное поле, гидротермалиты, скв. УК-1, гл. 5 м, $T = 90^\circ \text{C}$, pH 3,4 (см. табл. 1, 2); 82-39 – Восточное термальное поле, гидротермалиты, скв. УК-1, гл. 48 м, $T = 143^\circ \text{C}$, pH 6,5 (см. табл. 3, 4).

ция неприменима. Хотя по степени размытости рефлексов его дифрактограмма сходна с дифрактограммой обр. 82-23, наличие узких интенсивных базальных рефлексов с d , равным 7,14 и 3,56 Å, свидетельствует о достаточно большой толщине когерентно рассеивающей упаковки.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление литологического положения образцов с особенностями их структурных характеристик позволяет связать их с условиями образования.

В пределах каолининовой зоны представляется возможность проследить за процессом синтеза каолинита в зависимости от гидрогеохимических сред. Образцы из профиля, вскрытого скв. УК-1, характеризуются ростом степени структурного совершенства при движении снизу вверх. В нижней части разреза расположен сильно разупорядоченный каолинит (см. табл. 7, обр. 82-22, 82-23 и фиг. 2,6) и морфологически определяемый трубчатый галлуазит. Его когерентно рассеивающие области (микрористаллиты) построены из небольшого (не более пяти) числа 1 : 1 слоев. Внутри этой упаковки широко распространены дефекты как дискретной смены трансляции t_1 и t_2 , так и нестройной фиксации слоев относительно этих положений. В средней и верхней частях разреза (обр. 82-20, 82-21) каолинит представлен уже достаточно толстыми (20–40 слоев) пачками кристаллитов. Доля совершенной фазы составляет не более 20% даже в верхней части разреза. Параметры ячейки совершенной фазы соответствуют параметрам ячейки, свойственным таким хорошо окристаллизованным образцам, как каолинит Кеокук или Просяновский [1]. Содержание совершенной фазы в образцах изменяется синхронно с уменьшением температуры, pH и концентрации щелочных и щелочноземельных катионов (см. табл. 1 и 2).

Перечисленные факторы в разной мере могут оказывать влияние на возможность кристаллизации совершенного каолинита. Механизмы их воздействия могут заключаться в следующем. Повышенная температура образования, например, в принципе ускоряет процесс синтеза (до определенных пределов), но способствует росту концентрации несовершенств всех видов. Кислотность среды напрямую определяет возможность образования каолинита как минерального вида — при $pH > 5,6$ начинают сказываться амфотерные свойства Al, и он входит в структуру минералов, содержащих Al в четверной координации, например смектитов. Тот факт, что валовое содержание совершенной фазы везде вдоль данного разреза остается невысоким, свидетельствует о неоптимальности сложившихся условий для синтеза упорядоченного кристалла. Не полностью ясен механизм влияния щелочных и щелочноземельных катионов. Поскольку в структуру каолинита они не входят, то наиболее вероятно, что они сорбированы поверхностью кристаллитов. Последняя представляет собой обрыв периодичности кристалла и характеризуется высокой плотностью ненасыщенных химических связей. Легкоподвижные катионы рассматриваемого типа могут их насыщать, образуя нестойкие связи с поверхностными атомами. Возможно, что при высокой концентрации этих катионов на гранях [001] растущего кристалла их электрическое поле маскирует информацию о способе взаимного расположения предшествующих слоев. Дальний порядок их расположения нарушается, а ближний, определяемый водородными связями смежных слоев, сохраняется. По такому механизму рост концентрации щелочных и щелочноземельных катионов оказывает ингибирующее действие на кристаллизацию упорядоченных кристаллов. Кроме того, щелочные и щелочноземельные катионы определяют более высокие значения pH среды минералообразования. Химический состав глинистой фракции гидротермалитов из нижней части зоны (см. табл. 2, обр. 82-23) характеризуется низким содержанием Al по сравнению с Si, что свойственно каолинам анокситового типа. Можно полагать, что такое нарушение стехиометрии также препятствует формированию совершенной

фазы каолинита. Таким образом, все из перечисленных выше факторов увеличивают долю несовершенной фазы в нижних частях разреза.

В противоположность каолинитам каолининовой зоны на примере каолинитов смектитовой зоны можно проследить за процессом деградации ранее сформировавшегося минерала, помещенного в иную физико-химическую обстановку. Представление о первичном каолините до некоторой степени дает обр. 82-39 из крупных малоизмененных обломков, оказавшихся в пределах смектитовой зоны. Первичный каолинит из древних гидротермалитов был двухфазным, как и каолинит из каолининовой зоны, однако содержание совершенной фазы в нем достигало 60%. По своим структурным характеристикам совершенная фаза имеет сходные с современными каолинитами параметры, единственное отличие от каолинитов из одноименной зоны состоит в большей толщине (до 40 слоев) кристаллитов. Мелкие обломки этого каолинита, оказавшись в новой среде, претерпевают существенные структурные изменения.

По виду дифракционная картина обр. 82-37 напоминает дифракцию от образцов нижней части каолининовой зоны максимальной размытостью пространственных рефлексов в непрерывную полосу двумерной дифракции (см. фиг. 2, 3). Однако их количественное сравнение (см. фиг. 6) обнаруживает существенные отличия и в крутизне спада интенсивности полосы с максимумом $4,4 \text{ \AA}$, и в форме профиля в области межплоскостных расстояний $2,4\text{--}2,5 \text{ \AA}$. Различаются они также шириной и интенсивностью базальных рефлексов. Причина несовпадения заключается в том, что в рассматриваемом типе каолинитов сохраняется достаточно большая толщина микрокристаллитов, а дефектность обусловлена исключительно ошибками наложения слоев вдоль плоскости спайности и малыми областями когерентного рассеяния в этом направлении. Можно предположить, что по аналогии с поведением каолинита в морской воде [21] деградация первичного каолинита в смектитовой зоне связана с растрескиванием микрокристаллитов в направлении, перпендикулярном слоям.

Каолиниты гидротермальных озер всегда представлены смесью совершенной и несовершенной фаз, содержание которых изменяется в широком диапазоне. Их синтез в водной среде происходит в наиболее точно измеряемых природных условиях, поэтому на их примере легко прослеживается связь продуктов синтеза с внешними условиями. Образцы 79-80 и 79-134, образовавшиеся вблизи подводных грифонов с близкими ($24\text{--}25^\circ\text{C}$) температурами и слегка различающимися pH (2,6 и 2,3 соответственно), содержат близкое число совершенной фазы 50 и 60% (см. табл. 7). В то же время содержание анионов SO_4^{2-} и Cl^- , а также катионов Al^{3+} в растворах резко различается. Можно предположить, что в наблюдаемых пределах концентраций эти ионы не оказывают существенного влияния на скорость кристаллизации упорядоченного каолинита. В обр. 79-102, образовавшемся вблизи грифона с температурой 118°C при тех же значениях pH, основную массу составляет неупорядоченный каолинит и только 10% — совершенный каолинит. С точки зрения структурных параметров этот образец уникален в том отношении, что положение рефлексов как упорядоченной, так и неупорядоченной фазы соответствует элементарной ячейке с углом $\alpha = 91,3^\circ$, что меньше угла α обычного совершенного каолинита [1]. Такое положение рефлексов не может быть получено для минерала, промежуточного между каолинитом и галлуазитом. Можно предположить, что высокие температуры синтеза обуславливают не только высокий процент синтеза дефектной фазы, но и возникновение нового типа дефектов. Кристаллохимическое обоснование вероятности одного из такого типа дефектов приведено в работах [14, 16]. Они вызваны образованием одиночных слоев с меняющимся по дикситоподобному закону положениями вакантного октаэдра 1 : 1 слоев и дикситоподобным способом взаимного наложения нормальных и ошибочных слоев. Концентрация таких встроек для природных каолинитов была оценена не более 15–20%. Судя по изменению эффективного угла α , в обр. 79-102 таких встроек не больше 5–10%. Таким образом, можно предположить, что указанная

температура находится вблизи условной границы, разделяющей область образования каолинита от области синтеза диккита.

Следует отметить, однако, что подобное изменение *b*-компоненты трансляции было найдено для несовершенной фазы в обр. III-20-1-80. Поскольку ее концентрация составляла 80%, степень достоверности этого наблюдения достаточно высока. Однако условия образования этого образца (по смектиту) не предполагают высоких температур, так что предложенная схема объяснения не универсальна.

* * *

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Все изученные каолиниты слагаются как минимум двумя структурными фазами — совершенной и несовершенной (дефектной).

2. Гетерогенность фаз определяется неоднородностью сред минералообразования, обусловленной градиентным температурным режимом растворов, величинами pH и ионным составом.

3. Дефектность каолинита может определяться как образованием смешанослойных фрагментов каолинит-галлуазитового типа, так и возникновением слоев с диккитоподобными фрагментами. Первый тип дефектов возникает в средах, содержащих повышенные концентрации кремния, щелочных и щелочноземельных катионов. Второй тип дефектов зависит в одних случаях от температуры и скорости синтеза каолинита, в других — от матрицы, по которой он формируется.

4. При температурах минералообразующих растворов, приближающихся к 100°C в структуре совершенной фазы каолинита формируются фрагменты диккитоподобной структуры. Возможно, что при более высоких температурах и гидротермальном литогенезе следует ожидать образование диккита. Однако диккитоподобные фрагменты возникают и при относительно низких температурах (40°C) в случае эпигенетического изменения смектита.

5. При температурах от 40 до 96,5°C и pH от 2,4 до 5,5 в гидротермалитах наблюдается присутствие двух каолиновых фаз — галлуазита и каолинита. По-видимому, в динамичной гидрогеохимической среде галлуазит этой ассоциации образуется при повышенных содержаниях в минералообразующих растворах щелочных и щелочноземельных элементов. При изменении среды в сторону уменьшения их концентраций в твердой фазе увеличивается доля каолинита. Галлуазит в этих средах имеет тенденцию к разветвлению трубчатых кристаллов и часто представлен удлинненно-пластинчатыми образованиями.

Список литературы

1. Букин А.С., Дриц В.А., Черкашин В.И., Салынь А.Л. Сопоставление 1 : 1 слоев каолинита и диккита // Минерал. журн. 1989. Т. 11. № 4. С. 13–21.
2. Видулова М.Ф., Звягин Б.Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов // Сов. геология. 1965. № 5. С. 24–37.
3. Дриц В.А., Сахаров Б.А., Наумов А.С. Рассеяние рентгеновских лучей дефектными слоистыми структурами // Кристаллография. 1983. Т. 28. Вып. 5. С. 951–958.
4. Ерошев-Шак В.А., Дмитрик А.Л., Ципурский С.И. Генетические и структурно-морфологические особенности гидротермальных каолинитов // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 89–91.
5. Ерошев-Шак В.А., Карпов Г.А., Инкова Т.А. Гидротермально измененные базальты Западного поля кальдеры Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 32–49.
6. Ерошев-Шак В.А., Набоко С.И., Карпов Г.А. и др. Формирование глинистых минералов при низкотемпературном процессе (на примере кальдеры Узон) // Гидротермальный процесс в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1977. С. 172–184.
7. Ерошев-Шак В.А. Гидротермальный литогенез в геодерме современных гидротермальных систем // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 199–210.
8. Ерошев-Шак В.А., Карпов Г.А., Щербаков А.В., Ильин В.А. Формирование осадков в гидротермальных озерах Камчатки // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 1. С. 165–169.

9. Заварзин Г.А., Карпов Г.А. Роль бактериальных факторов в современном минералообразовании кальдеры Узон // Докл. АН СССР. 1982. Т. 214. № 1. С. 244–247.
10. Карпов Г.А. Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. М.: Наука, 1988. 183 с.
11. Левых Н.Н. Генетические особенности каолинитов Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1988. 80 с.
12. Русько Ю.А. Каолинитизация и каолины Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976. 157 с.
13. Bailey S.W. Structures of layer silicates // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification / Ed. by G.W. Brindley, G. Brown. London: Miner. Soc. 1980.
14. Bookin A.S., Drits V.A., Plancon A., Tchoubar C. Stacking faults in kaolin-group minerals in the light of real structural features // Clays and clay minerals. 1989. V. 37. № 4. P. 297–307.
15. Brigatti M.F. Chemistry and structural order in hydrothermal and sedimentary Sardinia kaolinites // Neues Jb. Miner. Mh. 1988. Ht 1. S. 21–37.
16. Drits V.A., Tchoubar C. e.a. X-ray diffraction by lamellar defect structures – theory, methods and applications. Heidelberg: Springer-Verlag, 1990. 353 p.
17. Hinckley D.N. Variability in "crystallinity" values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South California // Clays and clay minerals (Proc. 11-th Natl. Conf., Ottawa, Ontario. N.Y.: Pergamon Press, 1962. P. 229–235.
18. Karpov G.A., Zavarzin G.A., Eroshchev-Shak V.A. Bacterial origin of agents favoring clay formation in areas of hot spring discharge and solfataric activity // Volc. Seis. 1988. V. 6. P. 251–265.
19. Murray H.H. Structural variations of some kaolinites in relation to dehydrated halloysite // Amer. Mineralogist. 1954. V. 39. № ½. P. 97–108.
20. Noble F.R. A study of disorder in kaolinite // Clay Mineral. 1971. V. 9. P. 71–80.
21. Oberlin A., Tchoubar C. Etude en microscopie electronique de l'alteration des cristaux de kaolinite // Comp. rend. Acad. sci. Paris, 1957. P. 244.
22. Plancon A., Tchoubar C. Determination of structural defects in phyllosilicates by X-ray diffraction. — 1. Principle of calculation of the diffraction phenomenon // Clays and clay minerals. 1977. V. 25. P. 430–435.
23. Plancon A., Giese R.F., Snyder R. e.a. Stacking faults in the kaolin-group minerals: defect structures of kaolinite // Clays and clay minerals. 1989. V. 37. № 3. P. 203–210.
24. Suitch P.R., Young R.A. Atom position in highly ordered kaolinite // Clays and clay minerals. 1983. V. 31. № 5. P. 357–366.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
2. II. 1990

УДК 552.313 : 552.14

© 1991

Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Чичуа И.Б.,
Котина Р.П., Клыгина И.А.

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

На примере юрских морских осадочных пород на южном склоне Большого Кавказа в пределах Местиа-Тианетской структурно-формационной зоны описана стадийная эволюция гидротермально-осадочных полиэлементных (сера, сурьма, мышьяк, золото, ртуть, литий, вольфрам) аномалий. Показано, что они имеют пластовый характер и не связаны пространственно с более поздними жильными антимонитовыми и реальгар-аурипигментовыми рудными телами. Осадочные породы с пластовыми аномалиями смяты в сплюснутые складки и интенсивно кливажированы. Утверждается, что первичная аномалия эволюционирует геохимически (концентрационно) и минералогически на стадиях диагенеза, катагенеза и динамометаморфизма.

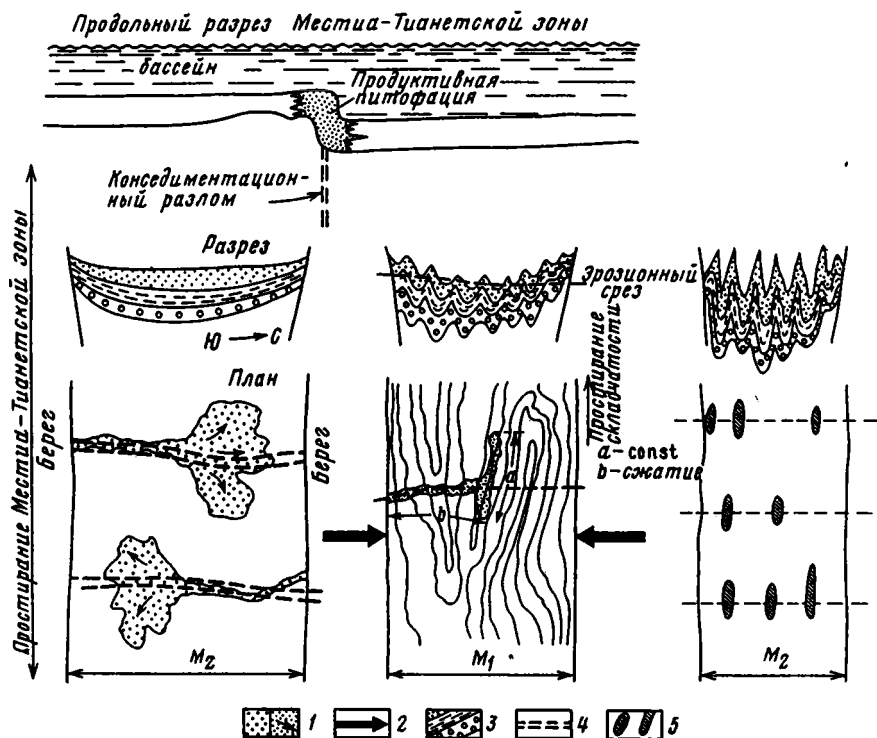
Подобно всем геологическим объектам, геохимические (литохимические) аномалии подвержены метаморфическим преобразованиям. В итоге могут меняться свойства аномалии как важнейшего информационно-поискового признака на полезные ископаемые, ее основные характеристики — степень концентрирования и деконцентрирования по сравнению с фоном, минеральный состав, внутренняя структура (зональность) и т.п.

Пример подобного преобразования приведен в данной статье. Метаморфическая минерально-геохимическая эволюция аномалий показана на примере фаций осадочных пород, относимых к полиметалльным черносланцевым рудоносным формациям, к их гидротермально-осадочному классу. Фация метаморфизма не превышает начальную зеленосланцевую.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

На южном склоне Центрального Кавказа, в Местиа-Тианетской структурно-фациальной зоне, в терригенно-карбонатном флишвидном разрезе верхнеюрско-нижнемелового возраста обнаружены полиэлементные гидротермально-осадочные литохимические аномалии [1, 8]. Их положение и ориентировка согласуются с напластованием пород.

Обобщение фактического материала показало, что на дно верхнеюрского морского продольного бассейна выходили поперечно-кавказские *конседиментационные* разломы, подобные описанным для Северного Кавказа [3]. Эти разломы определили существование поперечных каньонных донных структур, заполненных специфическими продуктивными фациями, среди которых особо выделяются турбидитовые. Здесь отмечены резкие изменения мощностей пород [4, 12]. Поперечные конседиментационные разломы функционировали в поздней юре, но в раннем мелу они перекрывались. Вдоль них действовали гидротермальные рудоносные источники, разгружавшиеся в придонной обстановке. Образовались литохимические аномалии полиэлементного состава. Концентрированные рудные тела и зоны на этой стадии не возникали.



Фиг. 1. Схема первичного расположения гидротермально-осадочных черсланцевых фаций, приуроченных к конседиментационным разломам, и изменение их форм при сжатии зоны и складкообразовании

1 - каньонные фации, стрелками показаны турбидитовые потоки; 2 - направление тангенциального сжатия; 3 - разрез осадочных пород; 4 - направление конседиментационных разломов; 5 - форма и ориентировка литохимических аномалий в срезе современным рельефом. M_z - первичное (до сжатия и складчатости) положение продуктивной литофации - меридиональное; M_1 - сжатие; M_2 - вторичное положение продуктивной литофации - широтное

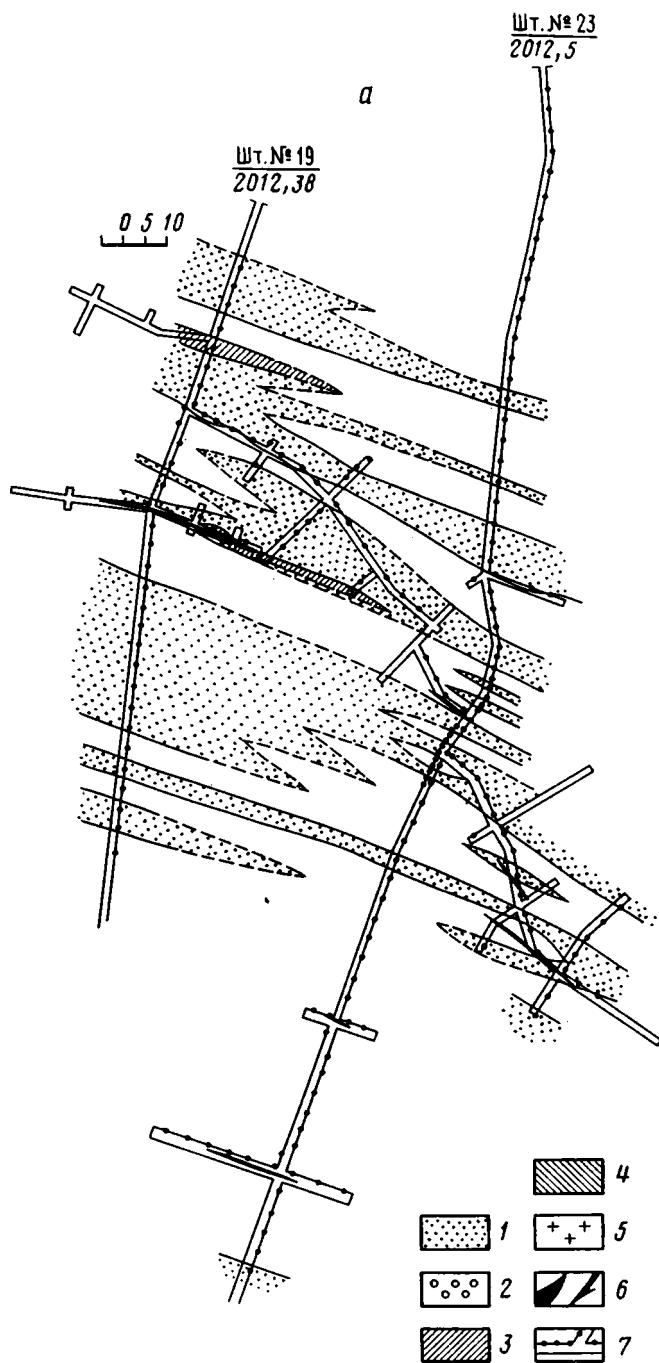
На фиг. 1 показана принципиальная схема расположения продуктивных каньонных фаций и последующее видоизменение их положения и формы при складкообразовании.

ЭТАЛОННЫЙ ОБЪЕКТ - ЛУХУМСКОЕ W-Sb-As-РУДНОЕ ПОЛЕ

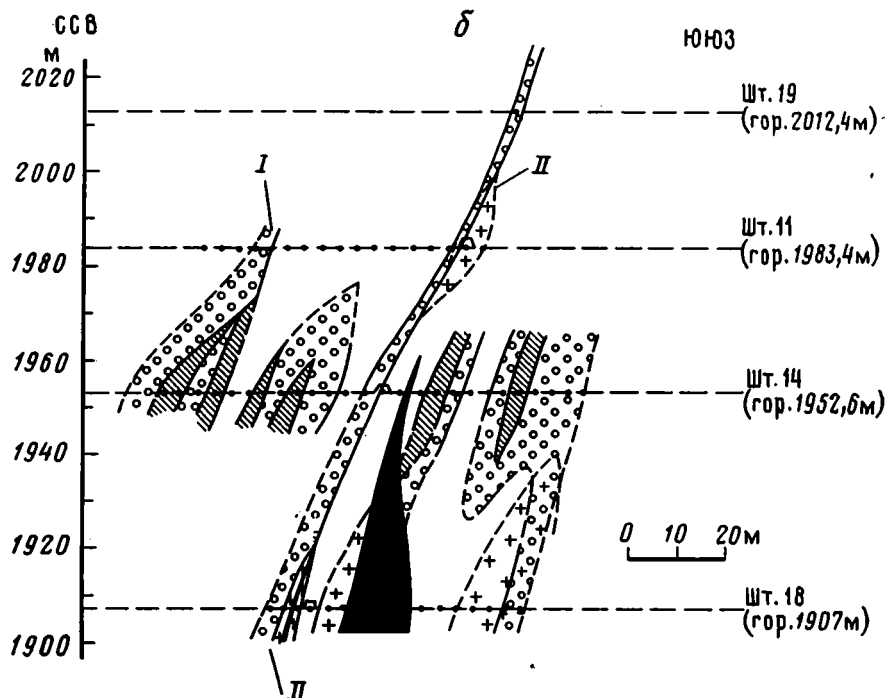
В пределах одной из таких поперечных полос продуктивных литофаций расположено Лухумское рудное поле. Его мышьяковое (реальгар-аурипигментовое) вкрапленно- жильное оруденение разрабатывается уже более 50 лет. По времени формирования ему предшествовали жильная сурьмяная (антимонитовая) и ассоциирующая с ним вольфрамовая (шеелитовая) минерализации. Несколько лет назад во вмещающих W-Sb-As-жильное оруденение породах было обнаружено золотое оруденение, ассоциирующее с вкрапленностью игольчатого арсенопирита.

Вмещающие породы - флишиодная свита J_3^3 , представленная чередованием кварц-сланцевых и кварц-карбонатных сланцев с массивными известняками (обломочными и обломочно-турбидитовыми). Породы смяты в сплюснутые складки и кливажированы. Простираие пород субширотное (общекавказского направления), падение крутое ($50-70^\circ$) на север-северо-восток.

По петрохимическим параметрам [5] черные сланцы Лухуми (по 30 анализам)



Фиг. 2 а



Фиг. 2. Форма первичных пластовых литохимических аномалий и ремобилизованных ореолов в подземных выработках Лухумского месторождения

а – литохимические аномалии Ni на горизонте шт. 19–23; *б* – литохимические аномалии Pb, Au (I) и линейная зона перетолжения вещества (II) – Pb, Au на этапе прожилково-жилкового минералообразования (западный фланг рудного поля)

I – литохимические аномалии Ni первого уровня аномальности; 2 – то же Pb; 3 – литохимические аномалии Ni второго уровня аномальности; 4 – то же Pb; 5 – литохимические аномалии Au первого и выше уровней аномальности; 6 – жильные и прожилково-вкрапленные формы оруденения; 7 – горные выработки с интервалами литохимического опробования

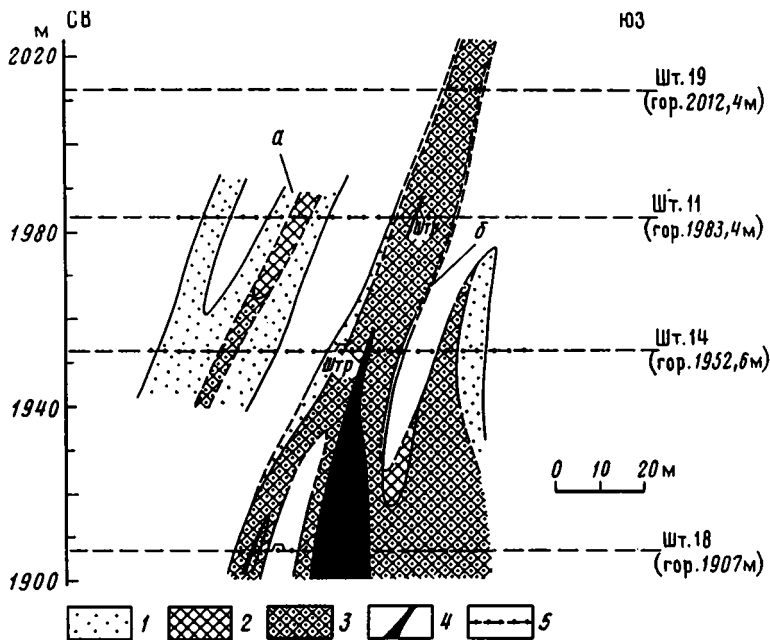
попадают в область пород с относительно низкими значениями кремния, алюминия и высокими – кальция, магния (преобладают глинисто-карбонатные сланцы).

Геохимическим опробованием всех доступных горных выработок обнаружено присутствие во вмещающих породах многочисленных вдольпластовых геохимических полиэлементных (в том числе золотых) аномалий. Эти аномалии в большинстве случаев пространственно не являются околорудными, т.е. не оконтуривают конкретные шеелит-антимонитовые и реальгар-аурипигментовые зоны (фиг. 2). Установлено [8], что к этапу появления жильной W–Sb–As-минерализации эти аномалии во вмещающих породах Лухумского рудного поля уже существовали. Они были заложены еще в период функционирования донных гидротермальных источников.

Установлена последовательность (этапы) минералообразования, определяющая возникновение первичных литохимических аномалий и их дальнейшую метаморфогенную переработку.

Этап I. Седиментогенез морской. В каньонной структуре, в местах выхода гидротермальных источников возникают две литохимические фации: глинистая с сурьмяно-мышьяково-сероводородным заражением и обломочных известняков. Формируется основной набор рудных элементов литохимических аномалий; их минеральная форма сорбирована на глинистом и органическом веществе.

Этап II. Диагенез осадков. Погружение. Ассоциация одиночных и колониальных фрамбонидов пирита (сурьмянистого, мышьяковистого, золотосодержаще-



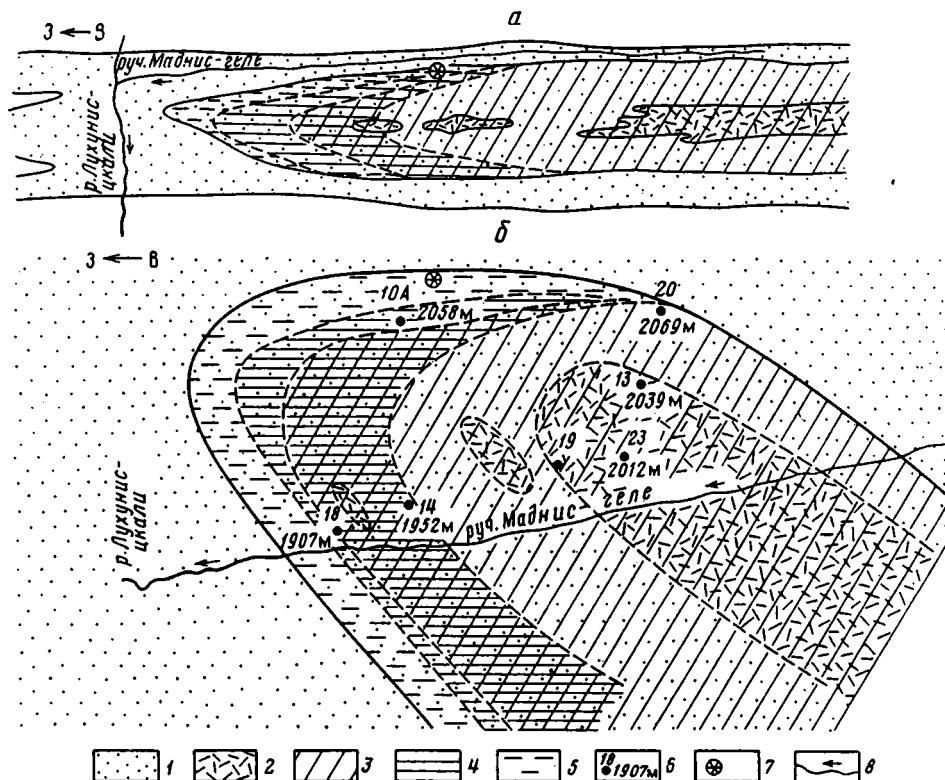
Фиг. 3. Первичные литохимические аномалии (а) и околорудный ореол (б) на разрезе вкрест простирания пород Лухумского месторождения (западный фланг)

1–2 – ореолы соответственно сурьмы и мышьяка; 3 – комплексный Sb–As околорудный ореол; 4 – рудные тела; 5 – интервалы литохимического опробования

го); тонкозернистые пиритовые конкреции. На дисульфиде железа концентрируются тетраэдрит и сфалерит. Диагенетические пириты¹ содержат, %: Sb $\approx$ 0,03; As $\approx$ 0,2; Au $\approx$ 0,03; Co $\approx$ 0,07; Ni $\approx$ 0,06. Таким образом, Fe, S, As, Sb, Cu, Zn, Au присутствуют в конкретных минеральных формах; формы нахождения в осадках Li и W предполагаются сорбированные.

Этап III. Катагенез осадков (соответствует мезозоне по Е.И. Паталахе [14]) тесно ассоциирует с интенсивной складчатостью и кливажом. Интенсивное внутрипородное метаморфогенное перераспределение вещества, идущее стадийно. *Стадия А*: метаморфогенные карбонатно-кварцевые докливажные (докинематические) безрудные жилы. *Стадия Б*: перекристаллизация фрамбoidalного пирита и тонкозернистых конкреций с возникновением идиобластов. Перекристаллизованные конкреции содержат, %: Sb $\approx$ 0,04, As до 5,0, Au до 0,05–0,09, Co $\approx$ 0,03–0,12, Ni $\approx$ 0,12–0,36. Возникает вкрапленность метакристаллов послекливажного (послекинематического) призматического арсениопирита-I, нередко нарастающего на пиритовые конкреции. Он аккумулирует мобилизованное внутрипородное золото, особенно из перекристаллизовывающегося раннего диагенетического пирита (арсениопирит содержит Au от 0,04 до 0,20%). *Стадия В*: метаморфогенные карбонатно-кварцевые жилы и прожилки посткливажные (послекинематические); в экзоконтактах этих жил часто присутствуют оторочки алюминиевого диоктаэдрического литийсодержащего хлорита (вплоть до кукеев с содержанием Li₂O 2,45%) и акцессорные—сфалерит, тетраэдрит, халькопирит. *Стадия Г*: апоизвестняковые микромиароловые кварциты с минерализацией "арсениопирит

¹ Содержания элементов-примесей в пиритах и арсениопиритах Лухуми определялись методами приближенно-количественного спектрального (БГГЭ) и локального рентгеноспектрального (ИМГРЭ) анализов.



Фиг. 4. Зональность расположения прожилковых минеральных ассоциаций Лухумского месторождения: в плане (а) и на вертикальной продольной проекции (б)

Возрастная последовательность с перекрытием условных знаков: 1 – геохимическая аномальная зона в породах Лухумской пачки (с вкрапленностью пирита, блеклых руд, сфалерита и др.); 2 – зоны вкрапленности тонкоиглочатого золотоносного арсенопирита в сланцах; 3 – прожилковая ассоциация антимонита, шеелита, реальгара-I, литиевого хлорита; 4 – продуктивная вкрапленно-жилльная реальгар-II-аурипигментовая ассоциация; 5 – аурипигментовые прожилки и жилы; 6 – штольни (номер и абсолютная отметка устья); 7 – жила Михо; 8 – направление течения ручьев и рек

тонкоиглочатый-II практически незолотоносный + диоктаэдрический Al-хлорит + сфалерит”.

Состав основных рудных элементов сохраняется прежним: Fe, S, As, Sb, Cu, Zn, Au, Li. Лишь для W отсутствует собственная минеральная форма.

Этап IV. Штокверково-жилльные последовательные минеральные ассоциации, секущие все предшествующие объекты: а) шеелито-антимонитовая с кукенитом; вольфрам в виде собственной минеральной формы, б) реальгар-аурипигментовая. На этом этапе вкрапленный арсенопирит сланцев переотлагается в виде микропрожилков вдольклинажных и секущих; переотлагаются также тетраэдрит, сфалерит. К числу новообразований следует отнести акташит, вакабаяшилит [15].

Характерной особенностью Лухумского рудного поля, подтверждающей преобладающий метаморфогенный круговорот вещества, является практическое отсутствие до- и околорудных метасоматитов. Исключением является заключительная реальгар-аурипигментовая ассоциация вкрапленных руд, сопровождающаяся апоизвестняковыми кварцевыми “черными” метасоматитами с обильным количеством дисульфидов железа – пирита и марказита (фиг. 3) [10].

В целом рудное поле обнаруживает отчетливую зональность распределения минеральных ассоциаций последовательных этапов и стадий минералообразования (фиг. 4): тыловая (восточная) зона характеризуется катагенетической аномалией

Значения локального фона и аномальных содержаний элементов
Лухумского рудного поля (объем выборки 623 пробы; $n \cdot 10^{-4}$ мас.%)

Элемент	Зона выноса	Фон		Уровень аномальности			
		среднее со- держание	стандартное отклонение	I	II	III	IV
Мышьяк	—	91	106,8	500–700	700–900	900–1250	> 1000
Сурьма	—	5	4,8	15–100	100–600	600–1250	> 1000
Медь	—	24,4	9,62	50–100	> 100	—	—
Молиб- ден	0,24	0,7	0,15	1,5–5,0	> 5,0	—	—
Цинк	—	53	27,26	150–250	250–350	> 350	—
Свинец	—	22	10,29	50–70	70–90	90–150	> 150
Кобальт	—	6,1	3,30	15–25	> 25	—	—
Никель	—	7,5	2,47	15–50	50–70	70–90	> 90
Воль- фрам*	—	7,85	1,56	20–30	30–50	> 50	—
Золото*	—	0,0054	0,0025	0,01–0,5	0,5–4,0	> 4,0	—
Олово	1,28	2,71	0,81	5–7	7–9	> 9	—
Мар- ганец	—	206	112,08	500–700	700–900	> 900	—
Вана- дий	—	19,7	10,85	50–70	70–90	90–150	> 150
Цирко- ний	2,03	9,09	1,20	15–35	35–50	50–80	> 80
Литий	—	70	33	170–350	> 350	—	—

* Рассчитаны методом "ручного" счета.

Таблица 2

Характеристика регионального фона и минимально-аномальные содержания элементов в
терригенно-карбонатных породах юры и нижнего мела. По региональному разрезу
Урави–Лухуми (мас. %, $n \cdot 10^{-4}$)

Элемент	J_3 (101 проба)			K_1 (62 пробы)		
	фон		минималь- но-ано- мальное содержа- ние	фон		минималь- но-ано- мальное содержа- ние
	среднее содержание	стандарт- ное откло- нение		среднее со- держание	стандартное отклонение	
Мышьяк	10,0	0,00	100	10,0	0,00	—
Сурьма	5,00	0,00	7,50	5,00	0,00	7,6
Медь	12,5	1,08	25	20,0	0,00	25
Молибден	0,614	0,051	1,5	0,603	0,025	1,5
Цинк	42,4	5,6	50	30,0	0,00	35
Свинец	26,6	2,4	50	15,27	8,14	50
Кобальт	4,24	3,08	15	3,42	0,43	8 (7)
Никель	11,32	7,23	25	7,00	2,67	15
Вольфрам	6,88	0,37	15	6,88	0,37	15
Золото	0,001	0,00	—	0,005	0,0002	0,006
Ванадий	25,81	16,73	76	17,9	3,6	50
Марганец	511,3	296,24	1500	—	—	1500
Олово	4,0	0,00	5	—	—	5
Цирконий	59,79	33,46	150	—	—	150
Литий	0,0065	0,0026	0,013	—	—	—

с внутрипородным золотоносным вкрапленным арсенопиритом, а фронтальная (западная) зона — самой поздней реальгар-аурипигментовой жильной минеральной ассоциацией.

Объемной "базовой" минеральной ассоциацией Лухуми является диагенетическая ассоциация глинистого и органического вещества, фрамбоидального и конкреционного сурьмянистого, мышьяковистого пирита. На ее фоне проходят все последующие этапы и стадии минералообразования; возрастает число минеральных форм, меняются минеральные формы проявления отдельных элементов, но набор элементов сохраняется стабильным.

ПЕРВИЧНЫЕ ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ

Наиболее существенными признаками первичных гидротермально-осадочных литохимических аномалий являются: пластовый характер с избирательностью локализации в глинистой литофации, прерывистость по простиранию и падению ("линзование"), отсутствие пространственной связи с жильными W—Sb—As рудными телами, полиэлементный состав, повторяемость по разрезу в связи со сложной картиной смятия первичных аномальных слоев в сплюснутые складки (см. фиг. 1).

Сходная пластовая форма литохимических аномалий присуща и для Зопхитского W—Sb месторождения, расположенного в соседней Казбегско-Лагодехской структурно-формационной зоне в осадках нижней юры. На этом месторождении сурьмяные (антимонитовые) жилы секут в разных направлениях моноклиально залегающую осадочную толщу, пластовые же аномалии имеют по отношению к ним совершенно независимое пространственное положение.

В табл. 1 и 2 приведены значения фона и уровней аномальности элементов, установленные по кривым распределения плотностей содержаний элементов для региона и рудного поля². Наиболее важный вывод из этих таблиц заключается в том, что величина минимально-аномальных содержаний для As, Sb, Cu, Zn, Au, W Лухумского рудного поля существенно выше по сравнению с породами аналогичного состава и возраста в регионе. За пределами рудного поля в породах J_3 также отмечаются аномальные содержания меди, цинка, сурьмы, свинца; для нижнемеловых пород — цинка, кобальта. Таким образом, в целом флишевым терригенно-карбонатным породам юры и нижнего мела Местия-Тянетской структурной зоны присущи литохимические аномалии ряда рудных компонентов.

ГЕНЕРАЦИИ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

На фиг. 2 и 3 приведены примеры литохимических аномалий нескольких последовательных поколений, возрастов или *генераций*³, соответствующих этапам и стадиям минералообразования:

— первичные гидротермально-осадочные и диагенетические, пластовые (диагенетические дисульфиды железа с примесью сурьмы, мышьяка, золота, кобальта, никеля, цинка, меди и других элементов; сульфосоли меди и цинка, сфалерит; Al-диоктаэдрический хлорит);

— к а т а г е н е т и ч е с к и е, возникающие на базе вещества первичных пластовых аномалий, претерпевших погружение, складчатость и кливажирование;

² ЭВМ-ЕС 1033, программа "Density", ИМГРЭ, 1988 г.

³ Считали целесообразным ввести понятие *генерации* — возрастной группы геохимических аномалий, соответствующей этапам и стадиям минералообразования в исследуемом регионе. Генерации могут быть связаны и не связаны генетической общностью. Можно выделять ряды *генераций* в пределах полиэтапного объекта или, как в данном случае, эволюционно-метаморфогенные ряды литохимических аномалий [9].

Таблица 3

Корреляционные связи (r)* элементов-индикаторов в разных генерациях геохимических аномалий Лухумского рудного поля

Генерации литохимических аномалий	Минералогическая характеристика аномалий	Число проб	Коэффициенты парной корреляции элементов (по Кэндаллу)							
			As-Sb	As-Au	As-W	As-Zn	As-Co	As-Ni	Sb-Au	Sb-Zn
Первичные гидротермально-осадочные и диагенетические	Карбонатные и карбонатно-сланцевые сланцы с осадочно-диагенетическим пиритом (этапы I, II)	54	<u>0,57**</u>	0,37	$W =$ = фону	0,07	0,3	0,12	0,37	<u>0,35</u>
Катагенетические	Шт. 13; слюдяные сланцы с вкрапленностью золотоносного арсенопирита-I (этап III, стадия A)	36	<u>0,38</u>	<u>0,4</u>	<u>0,45</u>	0,16	<u>0,31</u>	0,16	0,25	<u>0,33</u>
	Шт. 23; слюдяные сланцы с вкрапленностью золотоносного арсенопирита-I (этап III, стадия A)	84	<u>0,65</u>	<u>0,47</u>	$W =$ = фону	<u>0,34</u>	<u>0,30</u>	0,23	<u>0,44</u>	0,21
	Шт. 19; апоизвестняковые кварциты с тонкоигльчатим арсенопиритом-II (этап III, стадия Г)	33	<u>0,63</u>	0,07	0,16	<u>0,31</u>	0,24	<u>0,35</u>	-0,22	<u>0,48</u>
Околорудные	Шт. 18-A; зона "черных" метасоматитов, сопровождающих реалгар-аурипигментовое оруденение (этап IV, стадия Б)	42	0,19	Au = = фону	-0,13	0,11	0,10	0,04	Au = = фону	0,38

* r ранговый парный коэффициент корреляции по Кэндаллу, $r = \frac{2(P_x - Q_x)}{n(n-1) - T_1 - T_2}$, где x — единичное значение в выборке, P_x — число значений больших x , Q_x — число значений меньших x , n — общее число значений, $T_1 - T_2$ — общее число повторов значений в каждой выборке.

** Подчеркнуты значимые величины коэффициентов корреляции $r_{31} > 1,64 / \sqrt{n}$.

новые дополнительные минеральные фазы — золотоносный игольчатый арсенопирит и литиевые хлориты; спектр элементов-индикаторов тот же самый, что и в первичных аномалиях;

— околорудные ореолы, связанные пространственно с метаморфогенным (мобилизованным) W—Sb—As вкрапленно- жильным оруденением, спектр элементов-индикаторов также сохраняется (см. фиг. 2, б).

Первые две генерации литохимических аномалий представляют фон, на котором формируется вкрапленно- жильная минерализация. В Лухумском рудном поле (J_3) по объему резко преобладают литохимические аномалии первых двух генераций, а на Зопхитском поле (J_1) — первичные пластовые аномалии.

Таким образом, на Лухумском и Зопхитском рудных полях мы встречаемся со случаем, слабо отраженным в ореольно-геохимических публикациях, но в природе широко распространенным: на объекте есть несколько генераций аномалий одного и того же набора элементов, но большинство их не связано с околорудными (околожильными) процессами ореолообразования [7].

МЕТАМОРФОГЕННАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АНОМАЛИЙ

Упомянутые выше генерации литохимических аномалий представляют эволюционный, метаморфогенный ряд, имеющий своим началом первичную гидротермально-осадочную аномалию. Каждая последующая генерация основана на веществе предшествующей генерации, меняются лишь минеральная форма представления элементов-индикаторов и степень их концентрирования.

Первые две генерации (осадочно-диагенетическая и катагенетическая) возникают в ходе стандартного стадийного процесса преобразования осадочных пород.

Особенно значительное перемещение вещества первичных аномалий обнаружено в связи с формированием заключительного вкрапленно- жильного этапа рудной минерализации. В этих рудных зонах нарушаются первичные корреляционные связи практически между всеми элементами-индикаторами (табл. 3), причем новых корреляционных связей не образуется.

Перераспределение, "ступенчатая" концентрация многих элементов, и в частности золота, является характерной особенностью минерализации в терригенных, черносланцевых отложениях разного возраста [2, 6, 16].

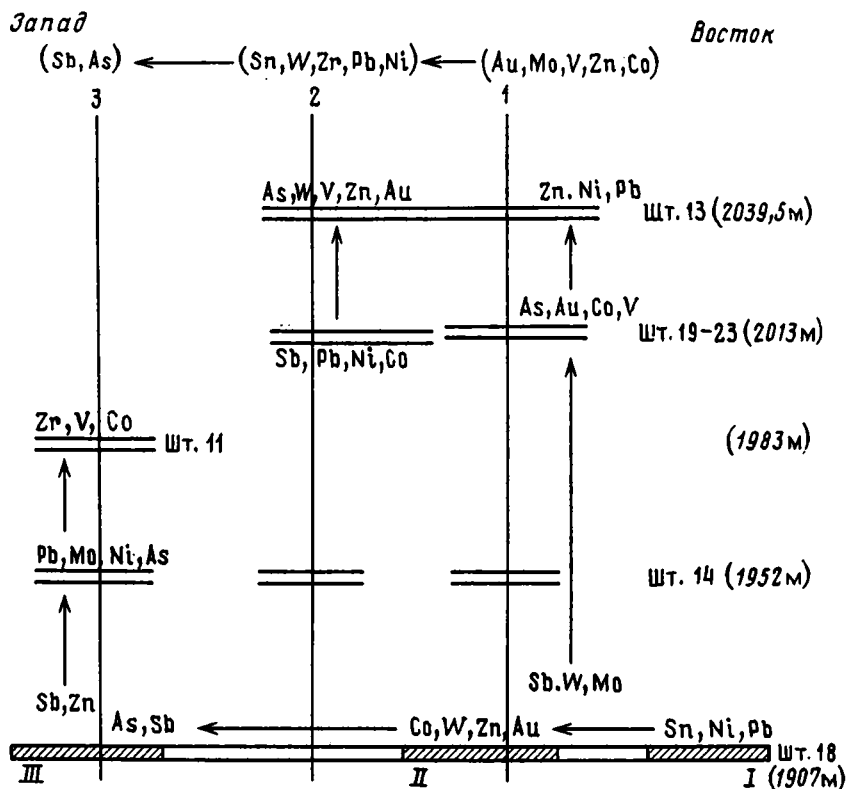
С местами активного накопления и перераспределения вещества связаны температурные палеоаномалии, установленные по отражательной способности рассеянного органического вещества пород и данным термометрии метаморфогенного кварца [18].

СООТНОШЕНИЕ ЛИТОХИМИЧЕСКОЙ ВНУТРИПОРОДНОЙ И ВКРАПЛЕННО-ЖИЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Выше было показано наличие ясной интегральной зональности макро- и микроформ проявления минерализации: вкрапленности, прожилков, жил (см. фиг. 4).

На фиг. 5 приведены суммарные данные по выявлению рядов зональности литохимических аномалий. Как и следовало ожидать, упорядоченная картина зональности не обнаружена. Это обусловлено тем, что первичные аномалии пластового типа в период складчатости были интенсивно смяты, и в их срезах поверхностью рельефа и горными выработками мы наблюдаем лишь фрагменты более крупной первичной картины, которая могла бы характеризоваться общей зональностью (например — концентрической в плоскости слоя).

Поскольку гидротермально-осадочные литохимические аномалии представлены линейными зонами, разобщенными между собой и не связанными пространственно с рудными телами, наличие (или отсутствие) элементов вертикальной и латеральной зональности в них выявлялось методом сопоставления показателей



Фиг. 5. Схема распределения элементов-индикаторов литохимической зональности по латерали и вертикали Лухумского месторождения

1-3 – номера разрезов; I-III – номера площадей, по которым считалась латеральная зональность

зональности элементов-индикаторов [11] по последовательному ряду пересечений. Каждое из таких пересечений захватывало несколько линейных литохимических аномалий. Порядок расположения элементов внутри групп на каждом из пересечений определялся по величине градиента показателя зональности. При расчете интегрального ряда зональности (Sb, As) ← (Sn, W, Zr, Pb, Ni) ← (Au, Wo, V, Zn, Co) учтен весь объем информации по каждому из трех взятых разрезов (см. фиг. 5).

Эти расчеты подтвердили минералогические наблюдения о предпочтительном концентрировании мышьяка и сурьмы на западном фланге месторождения, золота – на восточном, вольфрама – промежуточное положение. Но ни один из полученных рядов не обнаруживает достаточного сходства со стандартной зональностью элементов-индикаторов в околорудном пространстве гидротермальных сульфидных месторождений.

В то же время в узко локальной зоне, генетически связанной с процессом жильной рудогенерации (см. фиг. 2, б) и переотложения при этом вещества, выявлен ряд зональности (снизу вверх): Zn–Co–Cu–Pb–As–Sb, обнаруживающий сходство с классическим рядом Овчинникова – Григоряна.

Таким образом, на основе вещества пластовых литохимических аномалий первых двух генераций, не обладающих интегральной зональностью, возникает вкрапленно-жильная минерализация с ясной зональностью осевого (векторного) типа (см. фиг. 4).

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА МЕТАМОРФОГЕННОГО ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Для количественной оценки концентрирования рудного вещества при метаморфогенном его перераспределении (на примере сурьмы и мышьяка) был условно очерчен блок горных пород, вмещающий участки как с фоновыми, так и с аномальными содержаниями элементов. Объем блока V_{ϕ} приблизительно равен объему рудного поля $V_{\phi} = dbh = 1,2 \times 0,6 \times 0,25 \text{ км} = 0,187 \text{ км}^3$ (где d, b, h — соответственно длина, ширина и высота блока, установленные по зафиксированным в продуктивной толще аномалиям). Первичные аномалии, согласные с напластованием пород, имеют форму линз. При двух точно измеренных параметрах аномалий (длины и ширины) третье измерение условно принималось равным половине длины. Суммарный объем аномалий в пределах блока: $V_a = 0,00325 \text{ км}^3$.

Фоновые значения для мышьяка и сурьмы составляют: $C_{As} = 9 \cdot 10^{-3} \%$ и $C_{Sb} = 5 \cdot 10^{-4} \%$ (см. табл. 1). Под понятиями *фон* и *аномалия* в нашем случае следует понимать соответственно проксимальные и дистальные (по отношению к месту донных гидротерм) фации пород, обогащенных рудными элементами во время осадконакопления. Истинно же фоновыми являются региональные содержания элементов вне продуктивной пачки (см. табл. 2).

Таким образом, геохимические запасы металла Q в фоновом пространстве блока для мышьяка и сурьмы равны: $Q_{As} = V_{\phi} C_{As} \rho = 42075 \text{ т}$; $Q_{Sb} = V_{\phi} C_{Sb} \rho = 2337 \text{ т}$, где ρ — средняя плотность вмещающих пород, равная $2,5 \text{ г/см}^3$. Для мышьяка и сурьмы рассчитано несколько уровней аномальности (см. табл. 1). Поскольку аномальные значения распределены логнормально, для определения количества металла в аномалиях Q_a вычислялось среднее геометрическое или медиана X_m : $X_m(As) = 690 \cdot 10^{-4}$ и $X_m(Sb) = 40 \cdot 10^{-4}$. Ураганные содержания As и Sb отбрасывались. При практически равных объемах литохимических аномалий мышьяка и сурьмы количество металла в аномалиях составляет $Q_{As(a)} = V_a X_m(As) \rho = 5605 \text{ т}$, $Q_{Sb(a)} = V_a X_m(Sb) \rho = 325 \text{ т}$.

Масса сурьмы в виде жил и прожилков на месторождении — $Q_{Sb(ж)}$ вычислялась с учетом разведочных оценок и равна 2580 т. Общая масса мышьяка ($Q_{As(ж)}$) реальгар-аурипигментовых жильных и вкрапленных руд на основе оценок их запасов, а также с учетом руд, извлеченных за время эксплуатации месторождения, составляет около 40 тыс. т.

Полученные величины можно представить в виде следующих отношений:

$$1. \frac{Q_{Sb(\phi)} + Q_{Sb(a)}}{Q_{Sb(ж)}} = 1,03; \quad \frac{Q_{As(\phi)} + Q_{As(a)}}{Q_{As(ж)}} = 1,19,$$

т.е. отношение рудного вещества в рассеянной форме к концентрированной вкрапленно-жильной форме для As и Sb существенно не отличается;

$$2. \frac{Q_{Sb(\phi)}}{Q_{As(\phi)}} = 0,06; \quad \frac{Q_{Sb(a)}}{Q_{As(a)}} = 0,06; \quad \frac{Q_{Sb(ж)}}{Q_{As(ж)}} = 0,06,$$

т.е. величина Sb/As в гидротермально-осадочной первичной аномалии существенно не менялась при последующей ее эволюции. Таким образом, из приведенных отношений видно, что накопление, перераспределение и концентрация сурьмы и мышьяка при их метаморфогенной мобилизации происходили когерентно.

* * *

Большой потенциал рудоносности осадочных пород черносланцевых и других родственных формаций уже доказан многими исследователями [17]. Но принципиальную модель, с неизбежностью реализуемую при метаморфогенной эволюции

осадочных пород и возникновении в них автономных рудогенерирующих структур, создала Р.П. Котина [13].

Основные черты этой модели следующие.

Начальный (дорудный) этап метаморфогенной эволюции – мобилизация петрогенных и рудных компонентов при уплотнении – дегидратации глинистых пород при погружении в условиях низкой пористости – проницаемости для новообразованной водосодержащей фазы. В поровом пространстве пород формируется водно-дисперсная система (*мобилизат*), в состав которого входят как гидрофильные (кремнезем, карбонаты), так и гидрофобные (органическое вещество, сульфиды) компоненты, десорбированные из состава глинистых минералов при их уплотнении и перекристаллизации. Образование мобилизата обусловлено переходом микросистемы порода + раствор в состояние механического равновесия (устойчивости) при сжатии. Однако в момент образования мобилизат является химически и агрегативно неустойчивой фазой, что и определяет его временную эволюцию в химических реакциях и процессах агрегации и кристаллизации лиофобных минеральных фаз. Образование мобилизата и его стадийная эволюция к состоянию устойчивости сопровождается диссипацией свободной энергии в виде тепла.

Термический эффект процессов агрегации и кристаллизации (полученная для системы кремнезем–вода, т.е. минимальная) составляет повышение температуры на несколько десятков градусов. Неизбежным следствием повышения температуры являются понижение плотности и вязкости мобилизата, способствовавшее переходу его в подвижное состояние в горизонтальном вязком течении (адвекции) в направлении отрицательного градиента литостатического давления в процессе складчатости.

Образование системы сопряженных складчатых структур геосинклиналь (ГС) – геоантиклиналь (ГА) приводит к перераспределению мобилизата с увеличением его содержания в апикальных частях ГА. Возникают зоны, аномально обогащенные компонентами мобилизата: (кремнезем, карбонат) + (органические вещества, сульфиды). Этот этап обуславливает предрудную концентрацию и образование "катагенетических аномалий".

Дальнейшая эволюция аномалий, тесно связанная с собственно рудным процессом, обусловлена гравитационной неустойчивостью этих зон, способствовавшей их гравитационному всплыванию с образованием вертикальных рудных структур. Эволюция вещества определяется термическими эффектами, среди которых наиболее важными представляются следующие:

- 1) термоллиз ОБ с образование газовой фазы (CO_2 , CH_4 , As, Sb);
- 2) термодегидратация мобилизата с выделением кварц-карбонатных компонентов (твердые фазы) и отделением водной фазы с увеличением давления воды (превышающим литостатическое) в поровом пространстве пород. Это способствует развитию брекчирования и трещинообразования, т.е. переходу к этапу жильного образования.

На конкретном примере нами проиллюстрирована реализация такой модели, не требующей источников вещества ни из мантии, ни из коры, ни из магматических интрузий.

Показано жильное рудное месторождение, вещество которого связано с эндогенным источником, но опосредованно: оно "заложено" в юрские морские осадочные горные породы в процессе придонной гидротермальной деятельности. Далее прошел цикл стадийной дифференциации в осадочных породах (диагенез, катагенез, динамометаморфизм) и только после этого, в этап альпийской тектонической активизации, рассеянное рудное вещество было *ремобилизовано* с образованием концентрированного вкрапленного и жильного W–Sb–As-оруденения.

Соответственно и выделяется эволюционный ряд литохимических аномалий: осадочно-диагенетические → катагенетические → околожильные. Каждая после-

дующая генерация развивается на веществе предшествующей с сохранением спектра элементов постоянным: As, Sb, Cu, Zn, Pb, W, Co, Au. Происходит лишь изменение минеральных форм элементов-индикаторов и их концентрирование.

Минеральная эволюция вещества первичной гидротермально-осадочной аномалии проявлена в начале в виде внутривершинной смены вкрапленностей минералов-индикаторов (дисульфиды железа → дисульфиды железа + сульфосоли, сфалерит → дисульфиды железа + сульфосоли, сфалерит + арсенопирит), а затем смены прожилково-жильных форм (шеелит + антимонит + реальгар-I → реальгар-II + аурипигмент). Реализовались два этапа метаморфогенного жиллообразования: вначале из ткани осадочных пород выделялись, становясь подвижными, лишь петрогенные компоненты (карбонатно-кварцевые "альпийские" пустые жилы) и лишь затем рудные компоненты: W, Sb, As, Au, но уже без обильного жильного карбонатно-кварцевого накопления.

Ремобилизованные, метаморфогенные прожилково-жильные рудные зоны формируются в пространстве, насыщенном литохимическими аномалиями первой и второй генераций. В пределах этого пространства обнаружена тепловая аномалия. Это еще один фактор метаморфогенной активизации. Необычайно слабое проявление площадных и околотрещинных метасоматитов — наиболее существенный аргумент в пользу ступенчатой метаморфогенной ремобилизации вещества.

Таким образом, приведенный пример объекта со стадийной метаморфической ремобилизацией вещества позволяет сделать вывод о поисковой стратегии на иные объекты подобного же или близкого рода. Поиск конечных, концентрированных форм оруденения правильнее производить опосредованно: через поиск первичных литохимических полиэлементных аномалий, путем геохимического картирования или профипирования осадочных свит.

Список литературы

1. Абесадзе Г.Н., Буадзе В.И., Жабин А.Г. и др. Полиметальная черносланцевая формация на Центральном Кавказе // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 1. С. 1440–1442.
2. Буряк В.А. Источники золота и сопутствующих компонентов золоторудных месторождений в углеродсодержащих толщах // Геология руд. месторождений. 1986. № 6. С. 31–43.
3. Вишневский Л.Е., Панина Л.В. Палеотектонические аспекты формирования верхнеюрских карбонатных и эвапоритовых толщ Терско-Каспийского прогиба // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 175–190.
4. Гамкредидзе П.Д. Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии // Гималайский и альпийский орогенез. М.: Наука, 1964. С. 54–63.
5. Горбачев О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. 1985. Вып. 10. С. 55–62.
6. Горжевский Д.И., Зверева Е.А., Ганжа Г.Б. Углеродсодержащие терригенные толщи и их золотоносность: Обзорная информация "Геология, методы поисков и разведки ...", М.: ВИЭМС, 1987. 43 с.
7. Гурьянов В.Ф., Скрыбин В.Ф. Опыт использования литохимических поисков при прогнозной оценке стратиформного золотого оруденения в черносланцевых толщах // Теория и практика геохимических поисков в современных условиях: Тез. докл. к IV Всес. совещ. Ужгород, 1988 г. М.: ИМГРЭ, 1988. Т. 3. С. 26–27.
8. Жабин А.Г. Два гетерогенных этапа рудообразования на мышьяковом месторождении Лухуми (Центральный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288. № 1. С. 193–195.
9. Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Исакович И.З. Минералогические исследования околорудных ореолов. М.: Недра, 1987. 159 с.
10. Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Чичуа И.Б. и др. Апоизвестняковые рудоносные метасоматиты черносланцевой формации // Геология руд. месторождений. 1990. № 5. С. 59–69.
11. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983. 186 с.
12. Кокрашвили З.А. К стратиграфии верхнеюрско-нижнемелового карбонатного флиша района Военно-Грузинской дороги // Сообщ. АН ГССР. 1976. Т. 81. № 2. С. 417–420.

13. Котина Р.П., Швецов П.Ф. Формирование автономной рудогенерирующей структуры на стадии метатенеза // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 396–399.
14. Паталаха Е.И., Паталаха М.Е. О геохимической сущности дислокационного процесса земной коры в свете данных тектонофациального анализа // Геохимия. 1988. № 12. С. 1805–1808.
15. Самсонова Н.С., Жабин А.Г., Чвилева Т.Н. и др. Новые данные по минералогии Лухумского мышьякового м-ния (Центральный Кавказ) // Минералог. журн. 1990. № 2. С. 84–94.
16. Семинский Т.В., Рябых С.А. Геохимические ассоциации на золоторудных месторождениях в черносланцевых толщах: Тез. докл. Новосибирск: Наука, 1986. С. 147–149.
17. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. № 15–32.
18. Чичуа И.Б. Термическая палеоаномалия в осадочных породах как рудоподготовительный фактор // Сообщ. АН СССР. 1989. Т. 131. № 2. С. 34–37.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
11.VII.1990

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.313(571.1)

© 1991

Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чухланцева В.Я.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ШЕРКАЛИНСКОЙ ПАЧКЕ
ТАЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Шеркалинская пачка Талинского месторождения (продуктивные пласты ЮК₁₀₋₁₁) резко отличается от перекрывающих ее более молодых отложений по вещественному и гранулометрическому составу, а также широкими вариациями фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС). Значительная изменчивость ФЕС продуктивных пластов ЮК₁₀₋₁₁ в пределах месторождения затрудняет его разработку, поэтому возникает необходимость объяснения наблюдаемых вариаций ФЕС пород-коллекторов с тем, чтобы можно было прогнозировать зоны развития отмеченных неоднородностей и исходя из этого планировать оптимальное размещение эксплуатационных скважин.

Анализ вещественного состава пород шеркалинской пачки, а также особенностей геотермического поля и гидрохимического состава пластовых вод в пределах Талинского месторождения позволяет предположить, что основной причиной наблюдаемых аномалий в вещественном составе и ФЕС продуктивных пластов ЮК₁₀₋₁₁ явилось воздействие на них кислых среднетемпературных гидротерм.

Результаты исследований. Продуктивные пласты шеркалинской пачки (ЮК₁₀₋₁₁) залегают в основании осадочного чехла Западно-Сибирской плиты и заполняют узкую (5–20 км) и протяженную (свыше 120 км) грабенообразную впадину субмеридионального простирания, расположенную к западу от Краснотинского свода. Они представлены главным образом песчаниками с прослоями гравелитов. Их вещественный состав предельно прост — обломочная часть почти полностью представлена кварцем, а цемент — каолинитом и (или) диккитом (таблица).

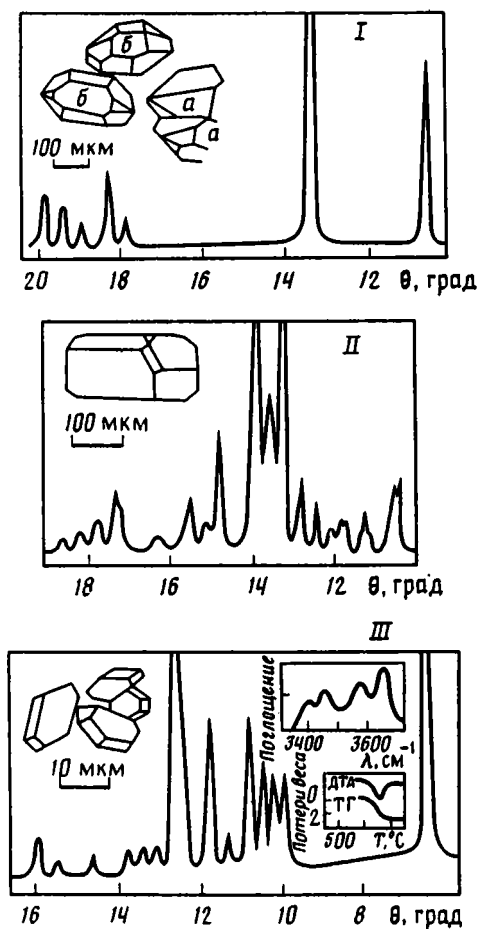
Сравнение вещественного и гранулометрического составов пластов ЮК₁₀₋₁₁ с ближайшими к ним проницаемыми горизонтами ЮК₄₋₉, входящими в состав осадочной толщи, перекрывающей шеркалинскую пачку, показало, что они резко отличаются друг от друга. Пласты ЮК₄₋₉ сложены в основном мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Их обломочная часть представлена не только кварцем, но и полевыми шпатами, обломками пород, реже карбонатами. В состав цемента наряду с глинистыми минералами входят карбонаты, а среди глинистых минералов кроме каолинита присутствуют в заметных количествах гидрослюда, смешанослойные образования (ССО) и хлорит (см. таблицу). Диккит в них полностью отсутствует.

Различия в гранулометрическом составе нижних (ЮК₁₀₋₁₁) и верхних (ЮК₄₋₉) пластов объясняются достаточно просто: в раннеюрское время в пределах рассматриваемой площади рельеф был достаточно расчлененным, реки имели развет-

Литолого-коллекторская характеристика продуктивных горизонтов (в числителе) и глинистых прослоев (в знаменателе) Талинского месторождения
(525 анализов)

Вещественный состав пород, %				Отношение кварца к по- левым шпатам.	Относительное содержание глинистых минера- лов, %				Коллекторские свойства		
кварц	полевые шпаты	карбонаты	глины		смешано- слойные	гидро- слюда	хлорит	каолинит, диккит*	пори- стость, %	проницае- мость, мД	остаточная водо- насыщенность, %
Песчаники и алевролиты пластов ЮК ₄₋₉ ,											
$\frac{55}{44-75}$	$\frac{0,26}{5,6-47}$	$\frac{8}{0,5-31}$	$\frac{11}{0,9-32}$	2,1	$\frac{12}{5-20}$	$\frac{26}{10-40}$	$\frac{12}{5-20}$	$\frac{50}{40-70}$	$\frac{12}{5-17}$	$\frac{-}{0,01-18}$	$\frac{80}{41-87}$
Песчаники и гравелиты пластов ЮК ₁₀₋₁₁ ,											
$\frac{90}{60-96}$	$\frac{2}{1-3}$	Следы $\frac{0-5}{0-5}$	$\frac{8}{1-15}$	0,45	$\frac{5}{0-10}$	$\frac{8}{5-15}$	$\frac{4}{0-10}$	$\frac{83}{75-95}$	$\frac{14}{6,5-21}$	$\frac{-}{0,2-2600}$	$\frac{40}{8-85}$
Глинистые прослои в пластах ЮК ₁₀₋₁₁											
$\frac{46}{36-59}$	$\frac{4}{2-5}$	2-3	$\frac{48}{35-61}$	11,5	$\frac{13}{10-15}$	$\frac{30}{20-40}$	$\frac{17}{10-30}$	$\frac{40}{30-60}$	-	-	-

*Диккит присутствует только в пластах ЮК₁₀₋₁₁.



Фиг. 1. Рентгенограммы и зарисовки кристаллов с фотографий РЭМ образцов из пластов ЮК₁₀₋₁₁ Талинского месторождения

I – обломочная часть гидротермально обработанного крупнозернистого песчаника (скв. 5269), зарисовка новообразованных разновидностей кварца (а – регенерационного, б – микрокристаллического); II – микрокристаллический адуляр из крупной каверны (скв. 2973); III – диксит (скв. 5673), на врезках справа показаны: вверху – ИК-спектр диккита (область поглощений гидроксильных групп), внизу – термограмма разложения диккита с максимумом ДТА около 660°С

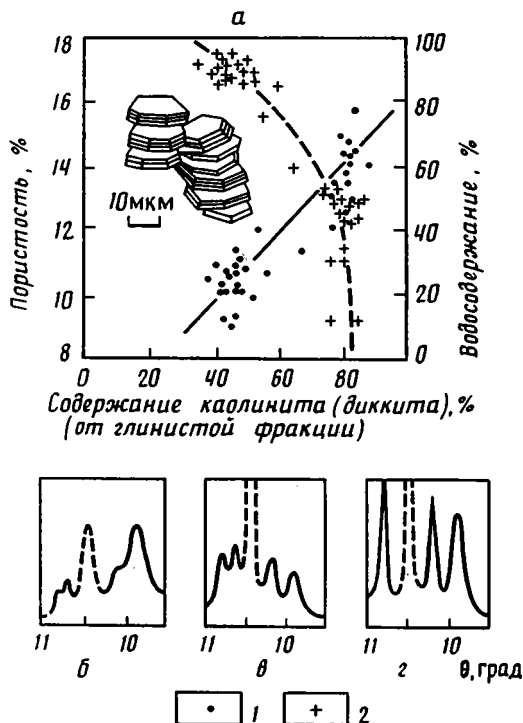
вленные русла и сравнительно высокие скорости течения, что привело к отложению грубозернистых осадков (пласты ЮК₁₀₋₁₁); по мере развития эрозионных процессов в среднеюрское время рельеф выравнивался (пенепленизировался), источники сноса удалялись, реки приобретали меандрирующие русла, течение их замедлялось, накапливался мелко- и тонкозернистый материал (пласты ЮК₄₋₉). Отличия в вещественном составе рассматриваемых пластов объяснить гораздо сложнее.

Казалось бы, пенепленизация рельефа, уменьшение скоростей эрозии, переноса и отложения обломочного материала должны были способствовать более полному изменению исходных минералов в результате процессов выветривания, например каолинизации исходных полевых шпатов, и как следствие – уменьшению их доли в составе обломочного материала и увеличению относительного содержания каолинита в глинистой фракции. Однако в действительности этого не наблюдается, наоборот, именно грубообломочный материал пластов ЮК₁₀₋₁₁ оказался обогащенным кварцем и каолинитом (дикситом).

Детальный литолого-петрофизический анализ свыше 500 образцов из шеркалинской пачки и пластов ЮК₄₋₉ позволил установить следующее. В верхних пластах, имеющих низкие значения ФЕС (см. таблицу), кварц представлен одной разновидностью – обломочным кварцем. В пластах ЮК₁₀₋₁₁ (наряду с обломочным кварцем) встречены еще три разновидности новообразованного аутигенного

Фиг. 2. Зависимость пористости (1) и водо-содержания (2) пород из пластов ЮК₁₀₋₁₁ от относительного содержания в глинистой фракции каолинита и диккита (а) и степени совершенства кристаллической структуры минералов каолиновой группы (б-г) от глубины гидротермальной проработки, обусловленной гранулометрической характеристикой пород

Дифрактограммы: б – непроницаемого глинистого прослоя с тонкодисперсным плохо окристаллизованным аллотигенным каолинитом; в – глинистой фракции из слабопроницаемого мелкозернистого песчаника с заметной примесью эпигенетического (гидротермального) каолинита; г – глинистой фракции из крупнозернистого высокопроницаемого песчаника с преобладающей долей гидротермального диккита. Пунктиром показан кварцевый рефлекс. В левой части фиг. а приведена зарисовка с фотографии РЭМ агрегата "крупнокристаллического" гидротермального каолинита

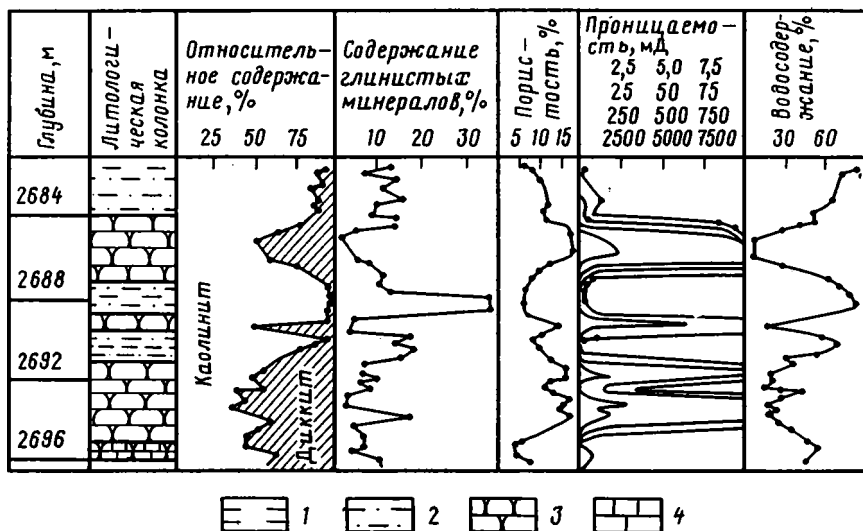


кварца. Во-первых, регенерационный, нарастающий на обломочные зерна кварца и придающий им совершенную кристаллографическую огранку (фиг. 1, а). Во-вторых, водяно-прозрачный короткопризматический кварц, вырастающий в порах и (или) кавернах и в зависимости от величины их диаметра достигающий размеров 0,5–1 мм (см. фиг. 1, б). В-третьих, микрокристаллический (тонкодисперсный), имеющий размеры нередко менее 0,01 мм. Новообразованный кварц (особенно две первые разновидности) имеет более совершенную по сравнению с обломочным кристаллическую структуру, что подтверждается рентгеноструктурными исследованиями (см. фиг. 1, в).

Образование перечисленных трех разновидностей аутигенного кварца ведет к значительным искажениям данных гранулометрического анализа. Так, образование первых двух разновидностей приводит к завышению получаемых с помощью гранулометрии средних размеров зерен, резкому уменьшению кажущейся степени их окатанности. Третья (тонкодисперсная) разновидность кварца попадает по размерности в глинистую фракцию и приводит к значительному ее завышению, так как часто составляет до половины от общего содержания этой фракции.

Каолинит, входящий в состав пластов ЮК₁₀₋₁₁, также резко отличается от такового из верхних горизонтов ЮК₄₋₉. В верхних пластах каолинит в большинстве своем явно аллотигенный, тонкодисперсный, обломочный с несовершенной кристаллической структурой. Напротив, каолинит из пластов ЮК₁₀₋₁₁ – аутигенный "крупнокристаллический" (фиг. 2) с совершенной идиоморфной огранкой и высокоупорядоченной кристаллической структурой, что подтверждается электронно-микроскопическими и рентгеноструктурными исследованиями (см. фиг. 2, г).

Сопоставление литологического состава и коллекторских свойств пород-коллекторов шеркалинской пачки показало, что они связаны друг с другом. Например, между относительным содержанием каолинита (диккита) в составе глинистого цемента пластов ЮК₁₀₋₁₁ и пористостью, а также остаточной водонасыщенностью существует положительная прямопропорциональная связь (см. фиг. 2, а).



Фиг. 3. Литолого-петрофизический разрез по скв. 5269 Талинского месторождения, пласта ЮК₁₀.

1 — глины; 2 — алевриты; 3 — песчанники; 4 — карбонатность

В этом же направлении (с ростом относительного содержания каолинита, особенно диккита) происходит увеличение зернистости пород — смена мелкозернистого на средне- и крупнозернистый песчанник с прослоями гравелитов. В той же последовательности растет и проницаемость пород, увеличивается степень совершенства кристаллической структуры каолинита и диккита (см. фиг. 2).

Диккит надежно устанавливается в пластах ЮК₁₀₋₁₁ всеми использовавшимися методами анализа (см. фиг. 1, III). Он так же, как и новообразованный каолинит, имеет упорядоченную кристаллографическую структуру, совершенную кристаллическую огранку и крупные размеры (см. фиг. 1, III). Из-за очень больших размеров агрегатов аутигенных каолинита и диккита, нередко достигающих 30—40 мк, они попадают в алеритовую фракцию и так же как и новообразованные формы кварца, значительно искажают данные гранулометрии.

С глубиной относительное содержание диккита, как правило, увеличивается (фиг. 3). Наилучшими ФЕС обладают породы с невысоким (1—2%) абсолютным содержанием каолинита и диккита, причем относительное содержание каолинита в таких породах составляет около половины и менее (см. фиг. 3), а обломочная их часть полностью представлена кварцем со значительной долей его новообразованных разновидностей.

Формирование регенерационной огранки у кварцевых зерен, разложение исходных тонкодисперсных глинистых минералов с последующим образованием крупных кристаллов каолинита и диккита приводят к резкому уменьшению удельной поверхности пород-коллекторов, что вызывает значительное уменьшение (до 20%) остаточной водонасыщенности (см. фиг. 2, 3).

В верхних пластах содержание полевых шпатов довольно высокое (см. таблицу), причем, как показывают исследования в прозрачных шлифах, они имеют "свежий" вид, слабо подвержены процессам каолинитизации. Напротив, в пластах ЮК₁₀₋₁₁ полевые шпаты встречаются в небольших количествах (см. таблицу) и часто сильно изменены. В шлифах наблюдаются все последовательные стадии каолинитизации полевошпатовых зерен, которая начинается вдоль трещин по спайности или по пертитам и завершается полным замещением исходных полевошпатовых зерен.

Детальные минералогические исследования показали, однако, что наряду с каолинитизацией обломочных зерен полевых шпатов наблюдаются их новообразования. В крупных порах и кавернах обнаружен микрокристаллический адуляр, который присутствует совместно с каолинитом и дикиитом в виде белых тонкодисперсных агрегатов (см. фиг. 1, II). Совершенная кристаллографическая огранка и высокоупорядоченная кристаллическая структура не вызывает сомнения в его эпигенетическом происхождении.

Анализ характера распределения пластовых давлений $P_{пл}$, температур $T_{пл}$ и состава пластовых вод в пределах месторождения показывает, что во многом они носят аномальный характер. Так $P_{пл}$, по данным О.В. Бакуева, имеют аномально низкие значения, причем степень аномальности увеличивается в западной части месторождения и достигает нескольких единиц мегапаскалей. Здесь существует депрессионная зона, ориентированная субмеридионально.

Талинское месторождение расположено в районе с повышенным геотермическим градиентом и аномально высокими пластовыми температурами. В пределах месторождения $T_{пл}$ изменяется на 30°C , что невозможно объяснить только кондуктивным теплопереносом, исходя из теплофизических свойств пород. Наблюдается закономерное ее повышение с запада на восток от 85 до 120°C (фиг. 4).

Пластовые воды Талинского месторождения отличаются от одновозрастных вод других месторождений аномально низкой минерализацией, составляющей в среднем $10\text{--}12$ г/л. В пределах выбранного участка месторождения встречены два типа пластовых вод — хлор-кальциевый и гидрокарбонатно-натровый (первый распространен в западной части месторождения, второй — в восточной). Граница смены типов вод повторяет конфигурацию изотерм и лежит в интервале $96\text{--}98^{\circ}\text{C}$ (см. фиг. 4).

Обсуждение результатов. Сравнение вещественного состава пластов ЮК_{10–11} Талинского месторождения, а также существующих в них термобарических условий и гидрохимического состава пластовых вод с одновозрастными отложениями и пластовыми водами других площадей показало, что они резко отличаются друг от друга. В последних отсутствуют описанные выше минеральные новообразования, а также термобарические и гидрохимические аномалии, хотя залегают они гораздо глубже (свыше $3\text{--}3,5$ км). Следовательно, отмечаемые в пределах Талинского месторождения минеральные новообразования и аномалии не являются нормальным результатом эпигенеза.

Известно, что аутигенное минералообразование активно протекает в зоне водо-нефтяного контакта (ВНК), что достаточно детально рассмотрено, например, в работах Р.С. Сахибгареева, Ю.В. Щепеткина и других исследователей. Однако эти зоны приурочены к определенным гипсометрическим отметкам, имеют достаточное протяжение в плане. Проанализированные нами образцы все без исключения были извлечены из нефтенасыщенной зоны, граница ВНК проходит юго-западнее опытно-эксплуатационного участка, в пределах которого осуществлялось бурение и отбор кернa (см. фиг. 4).

Анализ площадного распространения высокопроницаемых пропластков (по данным разработки), в которых отмечаются минеральные новообразования, показал, что они не приурочены к какому бы то ни было гипсометрическому уровню, не выдержаны в плане и имеют "мозаичное" распространение в пределах месторождения, что исключает возможность объяснения отмеченных выше литолого-петрофизических и иных особенностей пластов ЮК_{10–11} влиянием ВНК. Кроме того, невозможно объяснить отмеченные выше термобарические и гидрохимические аномалии процессами, происходящими в зоне ВНК без привлечения дополнительных факторов.

Накопленные к настоящему времени факты наиболее полно и однозначно можно объяснить, если допустить возможность поступления в пласты ЮК_{10–11} по разломам и зонам дробления из фундамента кислых среднетемпературных гидротерм.

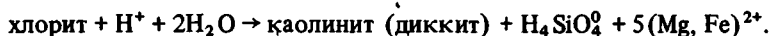
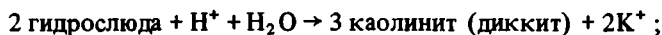
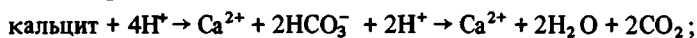
Действительно, наличие в пластах ЮК_{10–11} новообразованных минералов:

цаемости не подвергались воздействию гидротерм и сохранили исходное содержание минералов в обломках и цементе. При этом допускается, что исходное (до гидротермального воздействия) соотношение основных породообразующих минералов в пластах ЮК₁₀₋₁₁ и в глинистых прослойках из них приблизительно одинаковое (близкий источник сноса).

Анализ полученных данных показал, что в глинистых прослойках относительное содержание полевых шпатов в 4 раза выше, чем в пластах ЮК₁₀₋₁₁, но в 5 раз ниже, чем в верхних пластах ЮК₄₋₉ (см. таблицу). Соотношение глинистых минералов в глинистых прослойках приблизительно такое же, как в верхних пластах, и резко отличается от такового в пластах ЮК₁₀₋₁₁ (см. таблицу). В глинистых прослойках по сравнению с пластами ЮК₁₀₋₁₁ повышено также относительное содержание карбонатов.

На основании проведенного сравнительного анализа можно заключить: 1) пласты ЮК₁₀₋₁₁ изначально были обогащены обломками кварцевого состава (78%), содержание полевых шпатов в них составляло около 9%, карбонатов (вероятно, диагенетических) примерно 4%, глинистых минералов 9%, причем их соотношение было приблизительно таким же, как в верхних пластах ЮК₄₋₉; 2) гидротермальная проработка пластов ЮК₁₀₋₁₁ привела к практически полному выщелачиванию карбонатов, к каолинитизации исходных обломков полевых шпатов, разложению неустойчивых в этих условиях глинистых минералов (гидрослюда, ССО, хлорита), перекристаллизации исходного каолинита, новообразованию "крупнокристаллических" каолинита, диккита, а также кварца и адуляра.

Гидротермальная проработка исходных пластов ЮК₁₀₋₁₁ вызывает формирование дополнительной вторичной емкости и резкое повышение проницаемости пород-коллекторов. Оценим величину вторичной емкости. Для этого запишем реакции, протекающие в пластах ЮК₁₀₋₁₁ под действием кислых гидротерм:



В соответствии со стехиометрическими соотношениями между исходными и результирующими минералами, а также используя величины их плотностей, легко оценить возникающую в результате гидротермального воздействия вторичную пористость. Наибольшая величина вторичной емкости возникает при разложении карбонатов и хлоритов — соответственно до 100 и 50% от их первоначального объема. За счет полевого шпата величина вторичной пористости составит всего 10,5% от его первоначального объема, а за счет гидрослюда — лишь 3%. Выделяющийся при разложении полевых шпатов и глинистых минералов кремнезем в случае пересыщения им поровых вод может отлагаться в породах в виде новообразованных (регенерационный, мелкокристаллический или тонкодисперсный) разновидностей кварца.

Используя реконструированный усредненный минеральный состав пластов ЮК₁₀₋₁₁, который они имели до внедрения в них кислых гидротерм и сформировавшийся в результате этого воздействия комплекс минералов, оценим абсолютный прирост величины вторичной емкости (от объема породы).

За счет растворения диагенетических карбонатов она увеличится на 2,5%, за счет каолинитизации полевых шпатов — на 0,6%, а за счет разложения неустойчивых глинистых минералов цемента — почти на 2%.

Таким образом, суммарная величина вторичной пористости, возникающей в результате разложения исходных минералов и формирования триминеральной (кварц — каолинит — диккитовой) ассоциации, составит около 5%. Если исходная пористость пород-коллекторов шеркалинской пачки была в среднем, как, например, у верхних пластов около 12–13%, то после гидротермальной прора-

ботки она должна была бы достигать 18%. Однако в действительности породы-коллекторы шеркалинской пачки имеют среднюю пористость ниже (около 14%, см. таблицу), лишь в наиболее грубозернистых и максимально измененных разновидностях пористость достигает 20%. Следовательно, в большинстве случаев возникавшая вторичная пористость уменьшалась в результате, во-первых, последующего уплотнения пород и, во-вторых, за счет заполнения пор гидротермальными каолинитом и диккитом. Степень сохранности вторичной пористости во многом обусловлена их текстурно-структурными особенностями, в частности характером распределения и типом порового цемента.

Выщелачиваемые карбонаты, как правило, выносятся из зоны интенсивной гидротермальной проработки и переотлагаются, однако иногда на заключительной стадии они отлагаются и в интервалах, подвергшихся ранее проработке (что подтверждается наличием в них высокого содержания диккита), значительно снижая ФЕС пород (см. фиг. 3).

Резкое увеличение анизотропии проницаемости в вертикальном и горизонтальном направлениях с формированием высокопроницаемых в горизонтальном направлении интервалов происходит при гидротермальном разложении тонких глинистых прослоек, входящих в состав пластов ЮК₁₀₋₁₁. В этом случае формируются тонко- и толстошлитчатые текстуры, имеющие в образцах зерна вид "блинчиков" (см. фиг. 4). В зависимости от степени прочности пород они достаются из скважины в виде отдельных "блинчиков" или целого ядерного цилиндра, имеющего описанную текстуру (см. фиг. 4).

Толщину исходных глинистых прослоев установить довольно трудно, так как от них практически ничего не остается. Лишь в тех случаях, когда в их составе присутствуют устойчивые к воздействию кислых гидротерм лейсты мусковита, можно приблизительно оценить минимальную толщину исчезнувших глинистых микропрослоек по степени смятия первоначально плоской лейсты мусковита в "гармошку" между подстилавшими и перекрывавшими микропрослой обломочными зернами. Исходя из амплитуды такой "гармошки" толщина исходных глинистых микропрослоек составляла не менее 0,6–0,8 мм.

Разложение карбонатных и глинистых минералов цемента кислыми гидротермами приводит к образованию рыхлых слабосцементированных пород, которые легко растираются пальцами до отдельных обломочных зерен. Поэтому можно предположить, что наиболее измененные породы не поднимаются из скважин, так как разрушаются в процессе бурения и выносятся в виде шлама.

Внедрение гидротерм в пласты ЮК₁₀₋₁₁ происходило по наиболее проницаемым пропласткам, представленным главным образом грубозернистыми осадками тальвегов речных русел, в результате чего они становились еще более проницаемыми, что в свою очередь приводило к усилению имевшихся неоднородностей фильтрационных свойств пластов ЮК₁₀₋₁₁ и вызывало формирование зон резкой изменчивости по проницаемости. Этим же объясняется отмеченная выше закономерность — улучшение коллекторских свойств и увеличение относительной доли новообразованных гидротермальных минералов при переходе от мелко- через средние- и крупнозернистые песчаники к гравелитам (см. фиг. 2, 3).

Проникновение кислых гидротерм в проницаемые пласты шеркалинской пачки происходит по тектоническим нарушениям в фундаменте плиты, поэтому прогнозирование развития зон неоднородной продуктивности скважин, обусловленной главным образом изменением ФЕС пород-коллекторов, следует связывать с расположением разрывных нарушений. Анализ данных сейсморазведки и дистанционных методов исследований показал, что в пределах месторождения насчитывается свыше 80 разновозрастных разрывных нарушений.

На временных сейсмических разрезах нарушения фиксируются по разрывам и смещениям осей синфазности, а также "размывам" (отсутствию) отражений. Такие участки на временных разрезах имеют вид столбообразных тел, уходящих в доюрский комплекс фундамента. Породы пластов ЮК₁₀₋₁₁, вскрытых скважи-

нами в таких зонах, как правило, обладают высокими ФЕС, а дебиты нефти превышают 100 т/сут.

Однако такая ситуация наблюдается не всегда. Дело в том, что разломы и поступавшие по ним гидротермы имеют различный возраст, а формирование ФЕС пород-коллекторов зависит существенным образом от времени внедрения гидротерм.

Отмеченное выше совпадение гидрохимической и температурной зональности не случайно — обе они объясняются одной причиной — поступлением гидротерм с повышенным содержанием углекислоты, которая, реагируя с пластовой водой, дает угольную кислоту, диссоциирующую затем с образованием гидрокарбоната-иона. Наблюдаемое увеличение минерализации в восточном направлении связано именно с ростом в этом направлении концентрации гидрокарбоната-иона. Аномально низкая минерализация пластовых вод объясняется тем, что происходит их разбавление гидротермальными флюидами, которые поступают, по-видимому, в виде парообразной фазы, насыщенной углекислотой и другими летучими компонентами, представляющей собой по существу водный дистиллят.

Исходя из вышесказанного следовало бы ожидать, что именно в восточной части месторождения должны наблюдаться наиболее значительные гидротермальные преобразования пород шеркалинской пачки. Однако, напротив, именно в западной половине месторождения, где отмечаются минимальные современные $T_{пл}$ и $P_{пл}$, наблюдаются наиболее преобразованные породы с высоким относительным содержанием новообразованных гидротермальных каолинита, диккита, кварца, иногда адуляра, в то время как в восточной части месторождения эти преобразования выражены гораздо слабее, что можно наблюдать, например, по соотношению глинистых минералов цемента (см. фиг. 4).

Очевидно, что в западной части плиты гидротермы поступали в пласты ЮК_{10–11} достаточно давно и эта часть месторождения успела остыть, хотя и сохранила более высокий (по сравнению с фоновым) геотермический градиент. В восточной части разломы молодые и гидротермы поступали совсем недавно, а возможно, и продолжают поступать в настоящее время, что и обуславливает отмечаемые здесь термобарические и гидрохимические аномалии. Формирование вторичного коллектора здесь еще не закончилось. Этим объясняется отмеченный выше при анализе временных разрезов факт, что не всегда в пластах ЮК_{10–11} в зонах, примыкающих к разрывным нарушениям, отмечаются высокие ФЕС. Установленное правило справедливо для западной части месторождения, в восточной оно "работает" гораздо хуже.

Существование депрессионной зоны в западной части месторождения объясняется тем, что после внедрения кислых гидротерм произошло постепенное остывание первоначально прогретых пород-коллекторов, в результате чего возникло разрешение (депрессия), по направлению к которой устремились поровые флюиды. Для того чтобы оценить величину депрессии, возникающей при остывании порового флюида, примем, что поровое давление после внедрения гидротерм составило 26 МПа, а $T_{пл}$ достигла 260°С. Тогда при понижении температуры всего на 20°С давление флюида (в изохорических условиях) должно упасть до 5 МПа (величина депрессии достигает 21 МПа). В действительности пластовые условия далеки от изохорических, поэтому наблюдаемые депрессии обычно не превышают 3–5 МПа.

В том случае, если в результате тектонической деятельности и последующего гидротермального воздействия возникают вторичные коллекторы в доюрском комплексе фундамента, например пермо-триасового или девон-карбонового возраста, то при остывании внедрившихся гидротерм возможно формирование в них депрессий более значительных, чем в шеркалинской пачке, что может приводить к инверсионному распределению $P_{пл}$, "засасыванию" нижнеюрского флюида в проницаемые породы фундамента и возникновению в них углеводородных залежей, содержащих юрскую нефть или газ.

1. Основные различия в гранулометрическом составе, коллекторских свойствах, а также существенное преобладание в обломочной части пластов ЮК₁₀₋₁₁ Талинского месторождения кварцевых зерен обусловлены составом терригенного материала и условиями осадконакопления в раннеюрское время.

2. Гидротермальная проработка привела к усилению главным образом фильтрационной неоднородности пластов ЮК₁₀₋₁₁ за счет выщелачивания диагенетических карбонатов, разложения полевых шпатов и неустойчивых в этих условиях глинистых минералов с последующим формированием би- или триминеральной (кварц – каолинит – диксит) ассоциации.

3. В результате гидротермальной проработки возникает вторичная пористость и формируется порово-кавернозный коллектор, который может быть отнесен к новому классу вторичных коллекторов гидротермального происхождения.

4. Поступавшие из фундамента гидротермы были обогащены летучими компонентами (в основном CO₂), имели температуру около 260°С или выше и обусловили формирование в пределах Талинского месторождения температурной и гидрохимической аномалии.

5. По мере охлаждения порового флюида в зонах гидротермальной проработки происходит снижение $P_{пл}$ и в них возникают значительные депрессии, приводящие к "засасыванию" в депрессионные зоны пластовых флюидов из ближайших горизонтов.

Сибирский научно-исследовательский институт
нефтяной промышленности, Тюмень

Поступила в редакцию
16.XI.1988

УДК 552.512:551.71/72 (477)

© 1991

Сливко Е.М., Паранько И.С., Малюк Б.И.

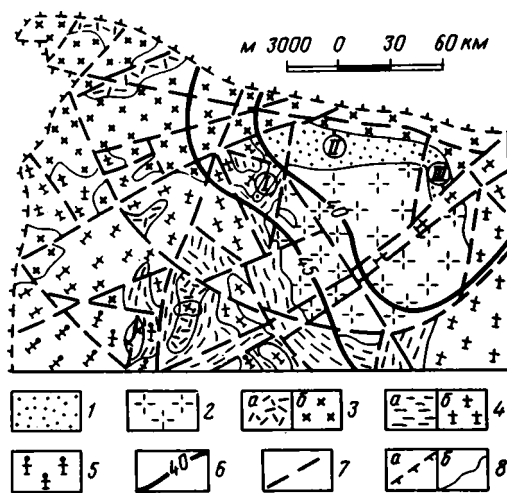
ГЕОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ БЕЛОКОРОВИЧСКО-ОВРУЧСКОЙ СИСТЕМЫ ДЕПРЕССИЙ (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ УКРАИНСКОГО ЩИТА)

Как неоднократно было показано в работах [6, 8, 13 и др.], конгломераты докембрия заслуживают особого внимания как отложения, сформировавшиеся в условиях, относительно которых до сих пор существуют различные точки зрения. Одним из наиболее дискуссионных моментов является вопрос о механизме и источниках сноса грубообломочного материала.

Белокоровичско-Овручская система депрессий обрамляет с севера Коростенский плутон, расположенный на северо-западе Украинского щита. По данным геофизических исследований [18], этот район отличается достаточно высоким (порядка 30 км) гипсометрическим положением поверхности Мохоровичича. Исследования И.П. Буковича и др. [2 и др.] показали, что Овручско-Белокоровичская система депрессий может быть разделена на три составные зоны: Белокоровичскую, Овручскую и Вильчанскую впадины.

В пределах Овручско-Вильчанской части системы, отличающейся менее мощной земной корой, нижние части разреза описываемого комплекса представлены трахиандезит-песчаниковой формацией (фиг. 1, 2). Терригенные образования представлены метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации разномерными песчаниками, гравелитами, конгломератами, эффузивные – вулканитами щелочного ряда. В основании элементарных ритмов, как правило, залегают терригенные породы, сменяющиеся выше по разрезу покровами эффузивов.

В Белокоровичской депрессии в основании разреза залегает конгломератосодержащая песчано-алевролитовая породная ассоциация, образующая с вышеупомянутой трахиандезит-песчаниковой формацией латеральный формационный ряд [10]. Среди второстепенных членов этой формации присутствуют прослои диабазов, а также алевролиты с примесью туфогенного материала. Следует отметить, что грубообломочные породы приурочены к нижним частям ритмов (всего выделяются три ритма), которые завершаются алевролит-аргиллитовыми ассоциациями (см. фиг. 1, 2).



Фиг. 1. Положение Белоковоривско-Овручской системы депрессий в пределах северо-западной части Украинского щита и корреляция разрезов Белоковоривской, Овручской и Вильчанской впадин

1 – осадочные и вулканогенно-осадочные образования овручского структурно-формационного комплекса (СФК); 2 – интрузивные образования Коростенского плутона; 3 – метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные (а) и гранитоидные (б) образования клесовско-пугачевского СФК; 4 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные (а) и гранитоидные (б) образования тетеревского СФК; 5 – гранитоидные образования подольского СФК; 6 – изолинии поверхности Мохоровичича [18]; 7 – разрывные нарушения; 8 – границы (а – склона Украинского щита, б – между комплексами) I–III – впадины (I – Белоковоривская, II – Овручская, III – Вильчанская)

ГЕОЛОГИЯ КОНГЛОМЕРАТОВЫХ ГОРИЗОНТОВ¹

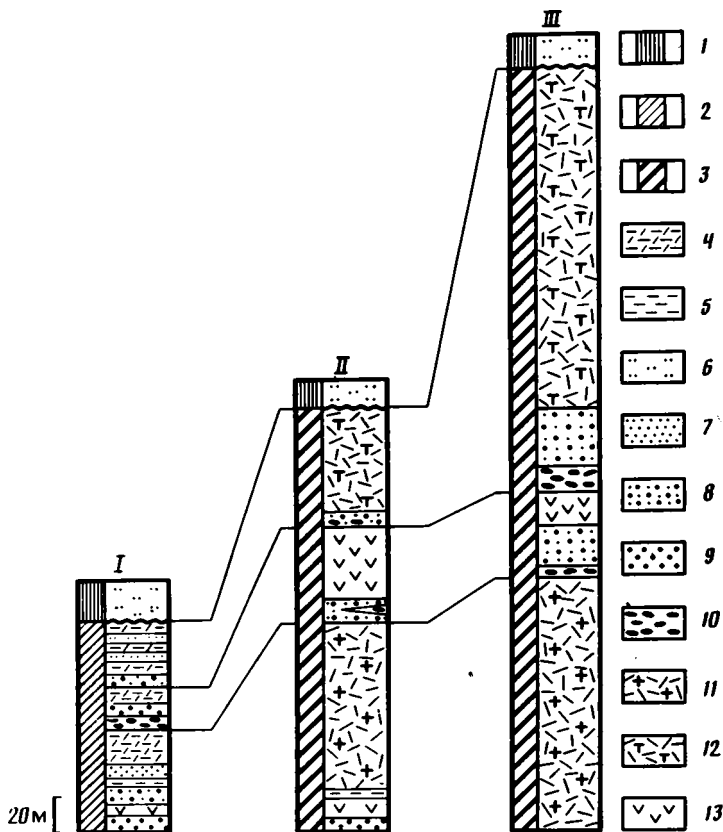
Конгломераты как песчано-алевролитовой, так и трахиандезит-песчаниковой формаций представляют собой внутрiformационные образования [10, 11]. В первом случае они приурочены ко II ритму формации, во втором – отмечаются в основании II и III ритмов.

В пределах Белоковоривской впадины мощность конгломератового горизонта изменяется от 1,0 до 6,5 м (максимальная – 13,5 м зафиксирована на западном борту структуры). Строение горизонта сложное и невыдержанное по разрезу и по латерали (фиг. 3). Конгломераты содержат прослои и линзы разноразмерных песчаников мощностью от 0,1 до 2,8 м. К северу, северо-востоку и востоку мощность горизонта уменьшается, при этом конгломераты фациально замещаются гравелитами и песчаниками. Одна из особенностей – неоднородная насыщенность пород галечным материалом. Соотношения наполнителя и гальки в конгломератах варьируют в широких пределах (от 10 до 90% галек), но максимально распространены породы, содержащие 40–60% галечного материала.

В зависимости от размера гальки выделяется несколько разновидностей конгломератов, в распределении которых по разрезу и по площади структуры удается проследить некоторые закономерности. Верхняя часть горизонта более или менее однородна и представлена среднегалечными конгломератами, иногда содержащими редкую крупную гальку. В нижней части горизонта конгломераты средне- и мелкогалечные, увеличивается число прослоев и линз гравелитов и песчаников. В восточном борту Белоковоривской структуры, в отличие от западного борта и южного ее замыкания, среднегалечные конгломераты залегают в средней части горизонта под мелкогалечными, но и здесь в низах его отмечаются песчаники.

Ориентировка и сортировка галечного материала практически отсутствуют (несколько можно судить по ориентированному керну скважин). По форме преобладает эллипсовидная галька, реже встречается изометрическая, прямоугольная, дисковидная и неправильной фор-

¹ В связи с тем, что грубообломочные породы на дневную поверхность не выходят, изучение их проводилось исключительно на материале бурения.

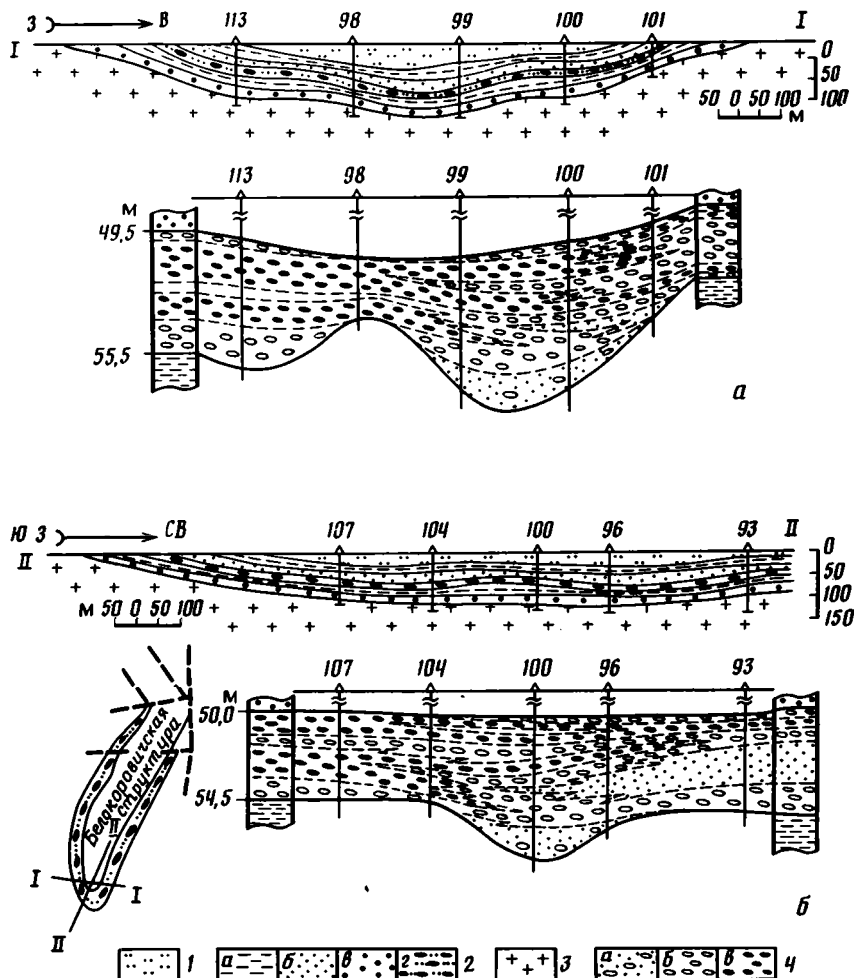


Фиг. 2. Корреляция разрезов Белоковровицкой (I), Овручской (II) и Вильчанской (III) впадин

1–3 – формации (1 – кварцито-песчаниковая, 2 – песчано-алевролитовая, 3 – трахиандезит-песчаниковая); 4 – алевролиты, аргиллиты с примесью туфогенного материала и маломощными прослоями туфов и туффитов; 5 – филлитовидные сланцы; 6 – кварцевые песчаники и кварциты; 7 – мелкозернистые полимиктовые песчаники; 8 – средне- и крупнозернистые полимиктовые песчаники с маломощными прослоями и линзами гравелитов; 9 – гравелиты; 10 – конгломераты; 11 – кварцевые, кварц-полевошпатовые порфиры; 12 – андезиты, трахиандезиты, трахиандезитовые порфиры; 13 – диабазы, диабазовые порфиры

мы. Состав конгломератов полимиктовый. Галька представлена кварцем и терригенными породами (65–86% от общего количества галечного материала), в том числе метаморфизованными (25%), перекристаллизованными и окварцованными (40%) и неизмененными песчаниками, гравелитами, конгломератами, а также вторичными кварцитами (0–2, редко до 12%), яшмоидами (4–9%), вулканогенными породами и метасоматитами по ним (0,01–1,00%) – кварц-серицитовыми турмалиновыми метасоматитами по кислым эффузивам, фельзитами, окварцованными и окремненными кислыми туфами, порфироидами по туфам и др. [17]. Намечается зависимость между составом гальки и степенью ее окатанности. Галька кварца, кварцитов, терригенных пород характеризуется в большинстве случаев хорошей окатанностью, а обломки вулканитов и связанных с ними образований окатаны хуже и чаще имеют угловатые, неправильные формы. Мелкая галька окатана хуже крупной.

Цементирующая масса конгломератов представлена разнозернистым песчаником, псаммитовая составляющая которого на 60–80% состоит из кварца, отмечаются зерна кварцевых порфиров, альбитофиров, кислых, реже – средних туфов, яшмоидов, вторичных кварцитов, раскристаллизованного стекла. Зерна кварца имеют иногда остроугольную, удлинённую,

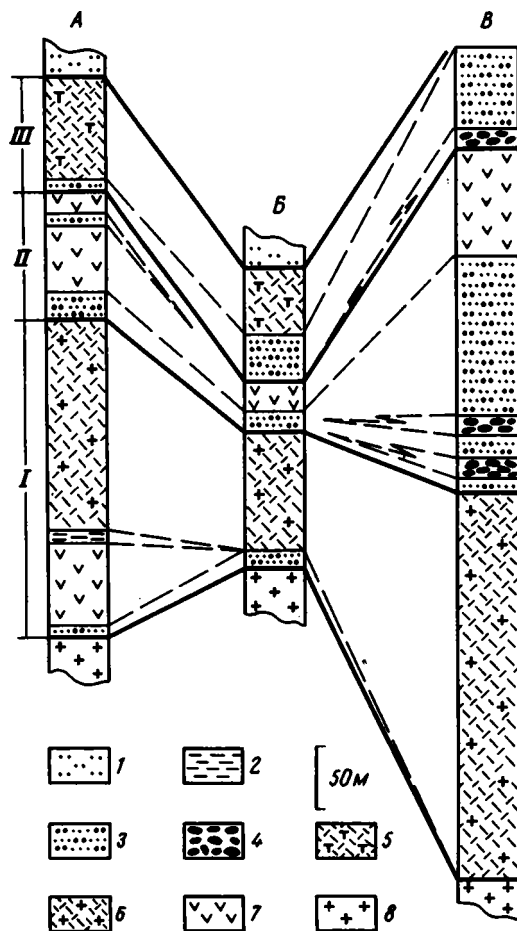


Фиг. 3. Геологические разрезы южной части Белокоровичской впадины и литологические профили конгломератного горизонта (а – вкрест простирания, б – по простиранию пород) 1 – отложения кварцито-песчаниковой формации (кварцевые песчаники, кварцито-песчаники); 2 – отложения конгломератосодержащей песчано-алевролитовой формации (а – алевролиты, аргиллиты с примесью туфогенного материала и редкими маломощными прослоями туфов и туффитов, б – полимиктовые песчаники, в – гравелиты, г – конгломераты); 3 – породы фундамента (гранитоидные и метаморфические образования тетеревского СФК); 4 – породы конгломератного горизонта (а – разнозернистые песчаники, иногда с редкой галькой, б – конгломераты, содержащие 10–25% галечного материала, в – конгломераты, содержащие 25–50% галечного материала)

серповидную формы, что свидетельствует об их туфогенном происхождении. Они сцементированы кремнисто-серицитовым материалом. По петрографо-минералогическим особенностям песчаники, цементирующие гальку конгломератов, аналогичны таковым, являющимся одним из главных членов песчано-алевролитовой формации и встречающимся на всех уровнях формации.

Вторичные изменения конгломератов проявились в широко распространенной генерации зерен кварца за счет кремнисто-серицевого цемента и появлении серицита, иногда хлорита и мусковита, свидетельствующих о слабом метаморфизме пород.

Близкими чертами строения характеризуются грубообломочные горизонты трахиандезит-песчанниковой формации овручско-вильчанской части системы. Наиболее широко конгломераты данной формации развиты в южной, юго-восточной частях Вильчанской впадины, где



Фиг. 4. Корреляция разрезов трахиандезит-песчаниковой формации Овручской и Вильчанской впадин (А, Б – сводные разрезы соответственно в западной и восточной частях Овручской впадины, В – разрез Вильчанской впадины) I – образования кварцито-песчаниковой формации (кварциты, кварцито-песчаники); 2–7 – образования трахиандезит-песчаниковой формации (2 – филлитовидные сланцы, 3 – разнозернистые полимиктовые песчаники с редкими маломощными прослоями гравелитов, 4 – конгломераты, 5 – андезиты, трахиандезиты, трахиандезитовые порфиры, 6 – кварцевые, полевошпат-кварцевые порфиры, 7 – диабазы, диабазовые порфиры); 8 – породы фундамента (гранитоиды коростенского комплекса); I–III – ритмы

образуют прослои и линзы мощностью от 0,5 до 15,5 м среди гравелит-песчаниковой ассоциации основания II и III ритмов формации (фиг. 4). По вертикали и на запад от Вильчанской впадины они постепенно замещаются гравелитами и крупнозернистыми песчаниками.

Конгломераты II ритма – это преимущественно средне- и мелкогалечные породы. Песчаниковый материал, составляющий около 20% объема породы, характеризуется средней степенью окатанности и представлен кварцевыми порфирами, жильным кварцем, кварцитами, яшмоидами и гранитами коростенского комплекса. Цементирующим материалом служат разнозернистые песчаники, идентичные по составу песчаникам, составляющим основу терригенной пачки ритма. Псаммитовая часть сложена кварцем (60–65%), полевыми шпатами (20–25%), кварцевыми порфирами и яшмоидами (20–25%). Цемент кварцевый и кварцсерицитовый базального типа, иногда ожелезненный, с примесью туфогенного материала. В пределах Вильчанской впадины конгломераты данного стратиграфического уровня образуют два прослоя мощностью 2,5–5,0 м в основании гравелит-песчаниковой пачки.

Конгломераты III ритма формации также представляют мелко- и среднегалечные образования. Галечный материал составляет около 25–30% объема породы и представлен кварцем (50–60%), кварцевыми порфирами (25–30%), пелитизированным микроклином и серицитизированным плагиоклазом (5–10%), яшмоидами и тонкозернистыми кремнистыми породами (около 5%) [16]. Формы галек эллипсоидальная, изометрическая, степень окатанности средняя и хорошая. Наполнителем конгломератов служит разнозернистый песчаник, аналогичный по составу песчаникам III ритма формации; 75–90% обломочного материала песчаников сложено кварцем, отмечаются плохо окатанные зерна кварцитов, яшмоидов, кварцевых порфиров. Цемент песчаников кварц-слюдистый, контактово-поровый и базальный.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАК ИНДИКАТОРЫ ИСТОЧНИКОВ СНОСА

Значение акцессорных минералов как индикаторов источников сноса обломочного материала наиболее велико для незрелых осадочных образований, каковыми, в частности, являются грубообломочные породы. Закономерности распределения кластогенных акцессорных минералов в грубообломочных отложениях маркируют наиболее существенные неоднородности седиментогенеза в бассейнах седиментации.

Учитывая различную степень изученности разных звеньев Белокоровичско-Овручской системы депрессий, в настоящей работе приводятся результаты исследований акцессорных минералов конгломератового горизонта Белокоровичской депрессии (на материале 190 протоколных проб), а также некоторые предварительные результаты аналогичных исследований грубообломочных отложений Овручской и Вильчанской депрессий (на материале 65 протоколных проб).

Результаты сравнительного анализа кластогенных акцессорных минералов конгломератов и пород, окружающих Белокоровичскую структуру, показывают, что снос основной массы мелкообломочного материала конгломератов происходил из областей, расположенных к западу, юго-западу и югу от структуры, т.е. с мест развития образований тетеревской серии, кировоградско-житомирского и осницкого комплексов. При этом намечаются определенные ассоциации кластогенных акцессорных минералов конгломератов, характерные для тех или иных размывавшихся комплексов.

Так, гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты и известково-силикатные породы тетеревской серии служили "поставщиком" для конгломератов трех разновидностей циркона: 1) темно-, буро-коричневых пятнистых полупрозрачных трещиноватых, часто асимметричных кристаллов "цирконового", "гиаинтового" и копьевидного типов, переполненных темными включениями; 2) желто-бурых непрозрачных кристаллов бипирамидального габитуса; 3) темно-, сиренево-розовых прозрачных незональных окатанных зерен и субидиоморфных кристаллов "цирконового" и "гиаинтового" типов; а также определенных разновидностей апатита, рутила, турмалина, шпинели, граната (альмандин с примесью пиропового илиgrossулярного компонентов и grossуляр).

При размыве разнообразных пород кировоградско-житомирского комплекса в Белокоровичскую впадину приносились циркон, ильменит, апатит, турмалин, рутил, монацит, анатаз. В частности, граниты комплекса служили источником метамиктизированных бело-оранжевого цвета кристаллов "гиаинтового" и копьевидного типов; граниты житомирского типа – источником бело-розовых, сиренево-серых полупрозрачных, интенсивно трещиноватых, грубозональных, иногда с "ядрами" кристаллов циркона копьевидного и "цирконового" типов; удлиненно-призматических серых, переполненных "облачными" включениями зерен апатита, а также рутила, монацита и анатаза. Бесцветные, бледно-розовые прозрачные, содержащие газово-жидкие включения, длиннопризматические субидиоморфные кристаллы циркона "цирконового" типа аналогичны таковым из гранитов типа мухареvских. Ильменит частично поступал в конгломераты из гранитов кировоградского типа и устиновских. Граниты и пегматиты комплекса служили источником турмалина шерл-драvитового типа, а также голубоватого, бледно-зеленого апатита.

Из пород осницкого комплекса в конгломераты привнесены четыре разновидности циркона, эпидот, магнетит, частично – ильменит и апатит. Так, собственно осницкие граниты служили источником: розовых, желто-розовых прозрачных зональных субидиоморфных кристаллов циркона "цирконового" и копьевидного типов; бесцветных прозрачных, иногда зональных или с "ядрами" окатанных зерен циркона и субидиоморфных кристаллов "цирконового" типа, содержащих обилие газово-жидких включений; а также ильменита (Рокитнянский

массив). Аплит-граниты осницкого комплекса были "поставщиком" циркона, представленного серыми различными оттенками, часто пятнистыми полупросвечивающими кристаллами "цирконового", "тиаинтового" и копьевидного типов, дающими ослабленную дифракционную картину. Из "гибридных" пород типа гранодиоритов и кварцевых диоритов были привнесены: бледно-коричневые, коричнево-розовые прозрачные кристаллы циркона изометрического, копьевидно-изометрического облика, содержащие пластинчатые включения биотита, иногда зональные, с выростами; а также апатит, представленный призматическими до игольчатых кристаллами, иногда с корродированными гранями и тонкораспыленными или игольчатыми темными включениями.

Сравнительный минералогический анализ также показал, что непосредственным источником мелкообломочного материала конгломератов служили так называемые пугачевские песчаники (детально этот вопрос рассмотрен в работе [14]). Аналогичные результаты получены и при изучении галечного материала конгломератов Белокоровичской впадины [17].

Всего в конгломератах установлено более 40 акцессорных минералов, из которых около 35 кластогенные. Распределены они по площади и разрезу конгломератового горизонта чрезвычайно неравномерно. Удастся, даже с помощью ЭВМ, наметить лишь самые общие закономерности в их распространении. Так, в грубообломочных породах установлено 15 разновидностей циркона, соотношения которых варьируют как по разрезу, так и по латерали. Если в породах нижней части горизонта встречаются в основном шесть разновидностей циркона, которые к тому же являются самыми распространенными, то в средней и особенно верхней частях горизонта количество разновидностей увеличивается и распределение их в конгломератах в основном бессистемное. Для ильменита установлено, что максимальные концентрации его приурочены к западному борту структуры, причем эта тенденция сохранялась на протяжении всего периода накопления конгломератов. Повышенные по сравнению с фоновыми содержания апатита тяготеют к бортовым частям Белокоровичской впадины; судя по максимальным количествам минерала в низах конгломератового горизонта, значительная часть апатита была привнесена в начальный период накопления конгломератов. Для циркона характерно более или менее равномерное количественное распределение как по разрезу, так и по площади горизонта, но в средней его части отчетливо прослеживается тенденция возрастания количества циркона в конгломератах от бортовых частей к центру впадины.

Была предпринята попытка установить определенные корреляционные зависимости между содержаниями кластогенных акцессорных минералов и количеством галечного материала конгломератов. Обработка имеющихся данных на ЭВМ наглядно показала отсутствие какой-либо видимой зависимости между содержаниями различных кластогенных акцессорных минералов и количеством грубообломочного материала в конгломератах. Аналогичные исследования проведены также на основании изучения чистого наполнителя конгломератов: набор акцессорных минералов, равно как и отдельных разновидностей циркона, не выявляет значимых корреляционных связей ни с содержанием, ни с величиной гальки [15].

Области сноса мелкообломочного материала конгломератов Вильчанской впадины располагались в основном к югу и юго-западу от нее. Ими служили кислые и основные породы Коростенского плутона (о чем свидетельствует наличие в конгломератах "коростенского" циркона, ильменита, апатита, анатаза), породы тетеревской серии, кировоградско-житомирского и осницкого комплексов, а также кварцевые порфиры базальной части отложений разреза Вильчанской впадины [16].

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Проведенные исследования со всей очевидностью свидетельствуют о внутриформационном положении конгломератов. Из этого следует, что накопление грубообломочных отложений, включая конгломераты, знаменовало собой не отдельный этап развития Белокоровичско-Овручской системы депрессий, а лишь один из эпизодов тектонической эволюции этих структур. С учетом объема фактического материала наиболее целесообразно это положение рассмотреть на примере одного из звеньев изученной системы — Белокоровичской депрессии.

Геологические особенности древних конгломератов большинством исследователей [12, 19–21 и др.] интерпретируются как результат формирования этих отложений в дельтовых частях крупных рек, размывавших мощные коры выветривания архейских гранитно-зеленокаменных областей, рассеянных золотоносными кварцевыми жилами. Предполагается, что рельеф областей денудации при этом был достаточно расчлененным, что обеспечивало поступление грубообломочного материала и его транспортировку на значительные расстояния (до

100 км). Согласно этим представлениям, на таких месторождениях, как Витватерсранд, Блайнд-Ривер, Сьерра-де-Жакобина и др., основное рудоконтролирующее значение принадлежит палеодельтовым потокам, где сосредоточены как главные объемы руд, так и максимальные количества грубообломочного материала.

Размыв кор выветривания можно допустить и в случае грубообломочных отложений Белокоровичско-Овручской системы депрессий, так как в основании белокоровичской свиты также установлена кора выветривания (в том числе развитая по гранитам) [1]. Однако в пределах развития конгломератовых горизонтов Белокоровичской депрессии не удается проследить какие-либо закономерности изменения фациального облика грубообломочных отложений, которые бы указывали на их концентрацию в тех или иных зонах, сопоставимых с палеодельтовыми частями крупных рек. То же было сказано выше и о распределении пластовых акцессорных минералов.

Таким образом, геология конгломератового горизонта не позволяет достаточно убедительно связывать его образование с функционированием какой-либо стационарной речной системы. Наиболее приемлемым в данном случае представляется предположение о неоднократных изменениях пространственного положения русел и дельтовых частей рек. Такой механизм формирования конгломератов Витватерсранда и других подобных месторождений предлагался в работах [12, 19–21 и др.], где акцентировалось внимание на том, что и на этих месторождениях конгломератовые горизонты характеризуются сложным внутренним строением и значительным площадным распространением. Предполагалось, что миграция русловых и дельтовых частей рек являлась следствием дифференцированных тектонических подвижек, охватывавших как области денудации, так и бассейн осадконакопления. Это положение, однако, противоречит тектоническому стилю развития районов распространения древних конгломератов. Все они, в том числе и Белокоровичско-Овручская система депрессий, относятся к категории бассейнов трансваальского типа, формировавшихся на зрелой континентальной коре, консолидация которой завершилась к началу протерозоя [1]. Образование всех этих бассейнов приурочено к раннепротерозойской эпохе глобальной кратонизации [1], отличавшейся затуханием активной тектонической деятельности. Поэтому вряд ли можно обоснованно говорить об интенсивных тектонических движениях, приводивших к частым изменениям эрозионной системы в обрамлении впадин этого типа.

Анализ литературных данных приводит к выводу, что для решения проблемы происхождения древних рудоносных конгломератов весьма конструктивна концепция В.И. Елисеева [5, 6] об аллювиально-пролювиальном генезисе подобных грубообломочных образований. Привлечение в качестве главного седиментационного агента временных потоков позволяет, по нашему мнению, ответить практически на все спорные вопросы геологии конгломератов, в том числе и Белокоровичско-Овручской системы депрессий. Так, сложность внутреннего строения конгломератового горизонта можно объяснить непостоянством временных потоков. Частые изменения направления транспортировки обломочного материала и соответственно отсутствие заметной ориентировки галечного материала обусловлены непостоянством путей движения пролювиальных потоков. Естественно, что функционирование последних не исключает возможности существования определенной речной системы, которая в данном случае, однако, вряд ли могла быть достаточно крупной. Кроме того, вынос обломочного материала временными потоками в прибрежные участки бассейна не исключает и последующего частичного переформирования конусов выноса под влиянием перемыслов в волноприбойной зоне (а возможно, и в более глубоководных условиях морскими течениями). Однако характер рельефа при формировании конгломератового горизонта свидетельствует о незначительной его перестройке и в целом об относительно слабой гидродинамической активности бассейна. Наконец, пролювиальный генезис конгломератов позволяет объяснить отсутствие четких закономерностей в площадном распространении тех или иных ассоциаций кластогенных акцессорных минералов, одновременно делая их важными индикаторами сравнительно недалеко расположенных областей сноса мелкообломочного материала.

Пролувиальной концепции противоречит на первый взгляд сравнительно хорошая окатанность кварцевой гальки конгломератов. Однако литологические особенности пролювиальных образований [3, 5] показывают, что пролювиальные потоки вполне способны обеспечить необходимую степень окатанности кварцевой гальки.

Как уже отмечалось, положение грубообломочных отложений в разрезе, а также внутреннее строение конгломератовых горизонтов сходны во всех трех звеньях Белокоровичско-Овручской системы депрессий. Следовательно, аллювиально-пролювиальный механизм накопления грубообломочных пород может предполагаться для всей системы в целом. С этих по-

эций условия образования конгломератовых горизонтов в рассматриваемом районе в общем виде можно охарактеризовать следующим образом.

Тектонический стиль развития структур Белоковичско-Овручской системы депрессий отличался устойчивым асинхронным и сравнительно малоамплитудным прогибанием с преобладанием терригенного осадконакопления в Белоковичской депрессии и мощным проявлением субщелочного вулканизма в Овручской и Вильчанской депрессиях. Эта обстановка характерна для континентальных рифтогенных структур, с которыми параллелизуется рассматриваемая система депрессий [4]. Согласно существующим представлениям, заложение таких структур происходило в результате прогрессирующего сводообразования в земной коре [9]. Тем самым обеспечивалось периодическое воздымание непосредственно прилегающих к рифтовым зонам областей сноса. На наш взгляд, такая модель вполне применима и к Белоковичско-Овручской системе депрессий. Можно предполагать, что питание бассейнов осадконакопления мелкообломочным материалом осуществлялось в ходе функционирования слаборазветвленной речной системы, эродировавшей пенепленизированные области сноса, сложенные образованиями кировоградско-житомирского, ослицкого, хоростенского комплексов, тетеревской серии и так называемой пугачевской свиты. На этом фоне имело место трехкратное резкое воздымание непосредственно прилегающих к депрессиям областей сноса, чему, вероятно, соответствовали перерывы в вулканической деятельности в Овручской и Вильчанской депрессиях. В результате создавались условия для интенсивной денудации временными потоками образований фундамента и развитых по нему кор выветривания в обрамлении бассейнов и обеспечивался аллювиально-пролювиальный механизм накопления внутриформационных конгломератовых горизонтов.

Список литературы

1. *Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 192 с.
2. *Букович И.П.* Геологическое строение и реконструкция палеовулканизма Овручского грабена (северо-западная часть Украинского щита): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев: ИГФМ АН УССР, 1983. 26 с.
3. *Булл У.* Выявление в стратиграфическом разрезе отложений пролювиальных конусов выноса // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974. С. 87–110.
4. *Данилович Л.Г., Букович И.П., Полищук Л.В.* Особенности петрологии вулканических образований Овручского грабена (северо-западная часть Украинского щита) // Геол. журн. 1983. Т. 43. № 6. С. 101–109.
5. *Елисеев В.И.* Закономерности образования пролювия. М.: Недра, 1978. 232 с.
6. *Елисеев В.И.* О происхождении некоторых докембрийских золотоурановых месторождений // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 4. С. 69–83.
7. *Костенко Н.М., Супруненко Н.С., Высоцкий Б.Л.* Нижнепротерозойская кора выветривания северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. 1988. Т. 48. № 3. С. 42–49.
8. *Кренделев Ф.П.* Металлоносные конгломераты Мира. Новосибирск: Наука, 1974. 233 с.
9. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
10. *Паранько И.С.* Геологические формации и стратиграфическое расчленение метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. 1988. Т. 48. № 1. С. 57–68.
11. *Паранько И.С., Сливко Е.М.* Формационная принадлежность и петрографо-минералогические особенности докембрийских конгломератов Белоковичской грабен-синклинали (Украинский щит) // Матер. II конф. молодых ученых Ин-та геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (Львов, 4–5 июля 1981 г.). Львов, 1982. 96 с. – Деп. в ВИНТИ, № 15994-82.
12. *Преториус Д.А.* Золото и уран в древних конгломератах // Генезис рудных месторождений. Т. 2. М.: Мир, 1984. С. 5–38.
13. *Сидоренко А.В., Лунева О.И.* Значение конгломератов для познания истории докембрия (на примере Кольского полуострова) // Сов. Геология. 1967. № 6. С. 26–47.
14. *Сливко Е.М.* Акцессорный циркон "пугачевских" песчаников (северо-западная часть Украинского щита) // Минерал. сб. 1986. № 40. Вып. 1. С. 61–67.
15. *Сливко Е.М., Малюк Б.И.* О генезисе грубообломочных отложений Белоковичской впадины (Украинский щит) // Молодые ученые Ин-та геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР – навстречу 70-й годовщине Великого Октября. Львов, 1987. 21 с. – Деп. в ВИНТИ, № 7424-В87.
16. *Сливко Е.М., Высоцкий Б.Л., Глухов А.П.* Минералого-петрографические особенности терригенных пород Вильчанской структуры // Минерал. сб. 1985. № 39. Вып. 1. С. 58–65.
17. *Сливко Е.М., Паранько И.С., Литвинович А.Р.* Минералого-петрографические особенности конгломератового горизонта Белоковичской впадины и их значение при стратифи-

- кации докембрия северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. 1988. № 1. С. 68–73.
18. Сологуб В.Б., Колюжная Л.Т. Глубинное строение земной коры Овручской синклинали (Украинский щит) по данным глубинного сейсмического зондирования // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1981. № 9. С. 28–30.
 19. Cox D.P. Regional environment of the Jacobina auriferous conglomerate, Brazil // Econ. Geol. 1967. V. 62. № 6. P. 773–780.
 20. Derry D.R. Evidence for the origin of the Blind River Uranium deposit // Econ. Geol. 1960. V. 55. № 5. P. 905–997.
 21. Pretorius D.A. The depositional environment of the Witwatersrand gold fields: a chronological review of speculations and observations // Miner. Sci. Engng. 1975. V. 7. № 1. P. 18–47.

Институт геологии и геохимии
горючих ископаемых АН УССР,
Львов

Поступила в редакцию
4.I.1989



АКАДЕМИКУ АН АЗССР Ш.Ф. МЕХТИЕВУ — 80 ЛЕТ

15 декабря 1990 г. исполнилось 80 лет руководителю отдела геологии нефти и газа Института геологии АН АЗССР (ИГ АНА) — крупному советскому геологу-нефтянику Шафаяту Фархад оглы Мехтиеву. Он избран академиком АН АЗССР, членом-корреспондентом Международной комиссии по истории геологических наук (ИНИГЕО), почетным членом Болгарского геологического общества, удостоен звания "Почетный нефтяник СССР", лауреата Государственной премии Азербайджана, заслуженного деятеля науки АЗССР.

С начала 50-х годов Ш.Ф. Мехтиев руководит лабораторией геохимии нефтяных месторождений ИГ АНА, а в 1954 г. выдвигается на должность директора этого института; в то же время он ведет и преподавательскую деятельность, заведует вначале кафедрой геологии нефти и газа, а затем общей геологии Азербайджанского государственного университета. С февраля 1965 г. по настоящее время Ш.Ф. Мехтиев руководит отделом геологии нефти и газа ИГ АНА; одновременно в 1967–1970 гг. он заведовал кафедрой геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений АЗИНЕФТЕХИМА, а с 1970 г. по настоящее время является профессором этой кафедры.

Оригинальные разработки проблемы происхождения нефти позволили Ш.Ф. Мехтиеву еще в 1966 г. выдвинуть гипотезу глубинно-биогенного генезиса нефти, доведенную последующими исследованиями и обобщениями до уровня теории, с каждым годом получающей все большее признание среди отечественных и зарубежных специалистов.

Фундаментальное значение имеют многолетние исследования Ш.Ф. Мехтиева по проблемам промышленной нефтеносности глубоко- и сверхглубокопогруженных комплексов отложений и зон дробления пород, теплового режима нефтегазовых месторождений, научное обоснование ряда важных народнохозяйственных предложений о необходимости использования термальных вод Азербайджана в народном хозяйстве республики, превращении прибрежной полосы уникального Каспийского моря в курортную зону и многих других инициатив.

Особое значение имеет серия работ Ш.Ф. Мехтиева по изучению битуминозных пород, в результате которой ученый убедительно доказывает необходимость использования этих "золотых песков" как для извлечения нефти и ряда других полезных ископаемых, так и в автомобильном строительстве.

За заслуги в научной деятельности Ш.Ф. Мехтиев в 1955 г. избран член-корреспондентом, а в 1958 г. — действительным членом АН АЗССР; в 1980 г. ему присвоены звания "Почетный нефтяник СССР" и "Почетный работник газовой промышленности СССР".

Помимо научных исследований Ш.Ф. Мехтиев отдает много сил педагогической, организаторской и общественной деятельности.

Еще будучи студентом старших курсов родного АЗИНЕФТЕХИМА, он привлекался к чтению курса кристаллографии на младших курсах. Высокопрофессиональное чтение специальных курсов по ряду современных дисциплин нефтегазовой геологии и геохимии продолжается

из последующие годы; этой же цели посвящены учебники и учебные пособия Ш.Ф. Мехтиева, опубликованные в различные годы на азербайджанском и русском языках.

Энциклопедические знания и широкая эрудиция позволяют Ш.Ф. Мехтиеву следовать известному девизу – "работать для науки и писать для народа". Регулярно выступая перед самыми различными "живыми аудиториями" в нашей стране и за рубежом, а также по телевидению, радио и на страницах периодической печати, он, умело сочетая доступную и образную форму с глубоким научным содержанием, мастерски доводит новейшие достижения отечественной и мировой нефтегазogeологической науки до самых широких слоев населения. Этой же цели посвящены почти два десятка опубликованных им научно-популярных книг.

Являясь председателем Региональной комиссии по Кавказу и Закавказью Научного совета АН СССР по проблемам геологии и геохимии нефти и газа и прекрасно понимая неограниченное значение обмена "горячей информацией" между коллегами, Ш.Ф. Мехтиев периодически организовывает в Баку и других научных центрах Кавказа различные международные, всесоюзные и межреспубликанские симпозиумы и совещания-семинары по наиболее дискуссионным и актуальным проблемам нефтегазogeологической науки и практики, на которых неизменно выступает с постановочными докладами.

Признанием высоких заслуг ученого в развитии нефтегазogeологической науки является награждение его орденами "Знак Почета" (1954 г.), Трудового Красного Знамени (1961 и 1986 гг.), Отечественной войны II степени (1990 г.), 12 правительственными медалями, почетными грамотами Верховного Совета АзССР, Всемирного Совета Мира, Советского комитета защиты мира и другими знаками отличия.

Широкий круг научных интересов, неиссякаемая энергия и инициативность организатора, редкая способность к глубокому анализу больших обобщений по различным проблемам и уникальный дар педагога, страстная увлеченность делом своей жизни и беспрецедентная доброта человека большой души – эти и другие прекрасные качества Ш.Ф. Мехтиева заслуженно снискали ему глубокое уважение и признание среди всех коллег – геологов и нефтяников страны.

Наблюдая за повседневной кипучей научной, организационной, педагогической и общественной деятельностью Ш.Ф. Мехтиева, лишний раз убеждаешься, что для истинного ученого-новатора, никогда не довольствующегося достигнутым и, естественно, всегда находящегося в поисках, в пути, – 80-летие является порой плодотворных изысканий и мудрых решений. Поэтому хочется пожелать на этом пути Шафаяту Фархад оглы Мехтиеву доброго здоровья и новых больших творческих успехов.

Редакционная коллегия журнала
"Литология и полезные ископаемые"

Межведомственный литологический
комитет АН СССР

Институт геологии АН АзССР

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.П. (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),
БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И.И., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.,
КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И., МИГДИСОВ А.А.,
МУРДМАА И.О., СЕДЛЕЦКИЙ В.И., СИДОРЕНКО С.А.,
ШНЮКОВ Е.Ф., ЯПАСКУРТ О.В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), TIMOFEEV P.P. (deputy chief editor),
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),
BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N.,
KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O.,
SEDLITSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHNYUKOV E.F.,
YAPASKURT O.V.

Адрес редакции:
109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИНАН СССР
телефон 230-81-77
Зав. редакцией *Т.П. Шелепина*

Технический редактор *Л.В. Кожина*

Сдано в набор 02.04.91. Подписано к печати 13.05.91. Формат бумаги 70 × 100 1/16
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,7. Усл.кр.-отг. 8,8 тыс. Уч.-изд.л. 14,5. Бум.л. 4,5
Тираж 735 экз. Зак. 1274. Цена 2 р. 70 к.

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИНАН СССР, тел. 230-81-77
2-я типография издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6