

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ

Литология и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1972

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

3

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 3, 1972 г.
МАЙ — ИЮНЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Г. Н. Батурин, В. П. Петелин. Конкреции фосфоритов на шельфе Чили	3
Ф. И. Вольфсон, В. В. Архангельская. Об условиях образования месторождений медистых песчаников	11
И. Н. Семашева, Е. Л. Абрамович. Катагенетические преобразования в доломитах Калканата и их роль в формировании стратифицированных свинцовых руд	26
К. И. Лукашев, В. А. Ковалев, А. Л. Жуховицкая, В. А. Генералова, А. А. Соколовская. Формы и динамика серы в торфах и осадках озер Белоруссии	34
П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. Фации и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба	48
Т. Д. Джумалиев. О фосфоритоносных отложениях основания Шабактинской свиты Малого Каратау в Казахстане	76
Н. В. Логвиненко. Состав и генезис карбонатов железа и марганца в осадочных образованиях	86
М. Ю. Хотин. Кремнистые породы позднемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации полуострова Камчатского мыса	97
О. Г. Эпштейн. Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы	112
З. В. Тимофеева, Ю. А. Балашов. Распределение редкоземельных элементов в оолитовых железных рудах Северного Кавказа	128
Б. Ф. Горбачев. Относительно генезиса корунда в метаморфизованных бокситах (термодинамический анализ)	136
В. А. Ерошев-Шак, Г. Л. Горощенко. Глинистые минералы в продуктах изменения метаморфических пород кристаллического фундамента района Укмерге Литовской ССР	142

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ю. Д. Янушевич. О кластических дайках в отложениях Северо-Западного Кавказа	162
---	-----

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

В. И. Лебединский, Л. П. Кириченко. О сборнике «Бентонитовые глины Поволжья»	165
--	-----

ХРОНИКА

В. Н. Холодов, А. А. Мигдисов. Международный геохимический конгресс в Москве	168
Л. Г. Ткачук, Ю. А. Русько. IX Всесоюзное литологическое совещание	171

LITHOLOGY

and MINERAL RESOURCES

№ 3, 1972
MAY — JUNE

CONTENTS

G. N. Baturin, <u>V. P. Petelin</u> . Concretions of phosphorites on the shelf of Chile	3
F. I. Volfson, V. V. Arkhangel'skaia. On formation conditions of cupreous sandstones deposits	11
I. N. Semasheva, E. L. Abramovich. Katagenetic transformations in Kalkanata dolomites and their role in the formation of stratified lead ores	26
K. I. Lukashev, V. A. Kovalev, A. L. Zhukhovitskaia, V. A. Generalova, A. A. Sokolovskaia. The forms and dynamics of sulphur in peats and sediments of Belorussian lakes	34
P. P. Timofeev, L. I. Bogoliubova. Facies and the alteration of clay minerals in the turfaries of Rioni intermountain depression	48
T. D. Dzhumaliyev. On phosphorite-bearing deposits at the base of Shabaktinsk suite on Maly Karatau in Kazakhstan	76
N. V. Logvinenko. Composition and genesis of iron and manganese carbonates in sedimentary deposits	86
M. Yu. Khotin. Siliceous rocks in the Late Cretaceous effusive-tuffo-flint formation of Kamchatka Cape peninsula	97
O. G. Epstein. Upper Permian glacial-marine deposits in the source basin of Kolyma river	112
Z. V. Timofeeva, Yu. A. Balashov. Distribution of rare-earth elements in oolitic iron ores of Northern Caucasus	128
B. F. Gorbachev. On the genesis of corundum in nonmetamorphosed bauxites (thermodynamic analysis)	136
V. A. Eroshev-Shak, G. L. Goroschenko. Clay minerals in alteration products of metamorphic rocks of the crystalline basement in Ukmerge region, Lithuanian SSR	142

SHORT NOTES

Yu. D. Yanushevich. On clastic dikes in the deposits of North-Western Caucasus	162
--	-----

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

V. I. Lebedinsky, L. P. Kirichenko. Review of the book «Bentonitic clays of the Volga area»	165
---	-----

CHRONICLE

V. N. Kholodov, A. A. Migdisov. International Geochemical Congress in Moscow	168
L. G. Tkachuk, Yu. A. Rusko. IX-th All-Union Lithological Conference	171

УДК 553.64 : 551.351.2(83)

КОНКРЕЦИИ ФОСФОРИТОВ НА ШЕЛЬФЕ ЧИЛИ

Г. Н. БАТУРИН, В. П. ПЕТЕЛИН

На шельфе Чили обнаружены фосфоритовые конкреции различной степени литификации, от рыхлых до плотных. По мере литификации конкреций в них увеличивается содержание P_2O_5 , CaO , CO_2 и F и уменьшается количество нефосфатных компонентов. Наиболее высокое содержание P_2O_5 (30—32%) отмечено в фосфатизированных копролитах. Конкреции сформировались при диагенезе осадков за счет рассеянного в них биогенного фосфора. Концентрация фосфатного материала, включая кости рыб, произошла в результате перемыва осадков.

На западном шельфе Южной Америки известны две находки фосфоритовых конкреций (Murray, 1898; Niino, Chamberlain, 1961). Состав их не описан.

Новое скопление фосфоритовых конкреций обнаружено на шельфе Чили в IV рейсе судна «Академик Курчатов» (1968). Свыше 100 конкреций общим весом около 2 кг было поднято тралом на станции 250 ($21^{\circ}07'8''$ ю. ш., $70^{\circ}21'5''$ з. д.) с глубины 150 м, на расстоянии около 8 миль от берега.

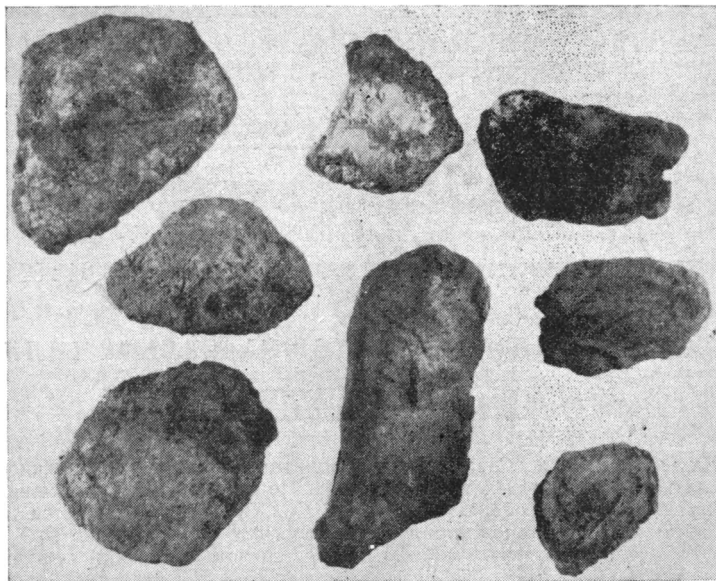
В той же траловой пробе рассеяны фосфатизированные копролиты морских львов и несколько десятков костей рыб и морских млекопитающих различной степени фоссилизации. Осадок, в котором находились конкреции, копролиты и кости, представляет собой, судя по параллельной дночерпательной пробе, разнотернистый песок.

Размеры конкреций — 0,3—8 см. Формы их разнообразны, но преобладают изометричные, а также уплощенные или несколько удлиненные разности с шероховатой, реже гладкой поверхностью (фиг. 1). Фосфатизированные копролиты отличаются от конкреций цилиндрической формой.

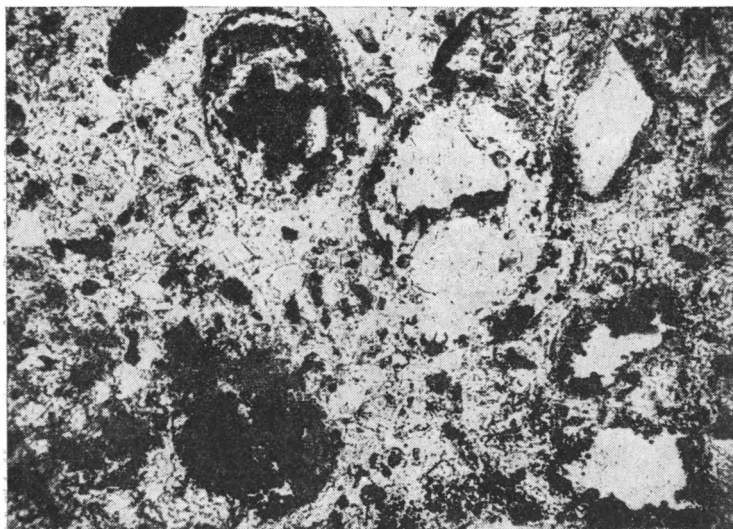
По внешним признакам конкреции делятся на четыре группы: белые и светло-серые рыхлые; светло-серые более плотные (твердость 2—3); светло-серые и серые плотные (твердость до 4—5); черные плотные (твердость около 5). Конкреции каждой из этих групп различаются также по вещественному составу и структуре.

Белые рыхлые конкреции представляют собой фосфатизированные мелкоалевритовые илы и состоят преимущественно из угловатых частиц терригенного и вулканогенного материала, соединенных фосфатным цементом. Эти частицы размером 0,01—0,05 мм (реже 0,05—0,5 мм) занимают 50—60% поля зрения шлифов и представлены плагиоклазами (71%), кварцем (11%), бесцветными вулканическими стеклами (6%), магнетитом и титаномagnetитом (6%), моноклинными пироксенами (3%), лампроболитом (2%) и сине-зеленой роговой обманкой (1%).

Органогенные компоненты, занимающие в шлифах 3—4% поля зрения, представлены панцирями диатомей, удлиненными обломками скелетов известковых организмов и обломками костей рыб размером до 1,2 мм. Около 4% поля зрения приходится на долю пирита и фосфата



Фиг. 1. Белые и серовато-белые конкреции с шероховатой поверхностью
Нат. вел.

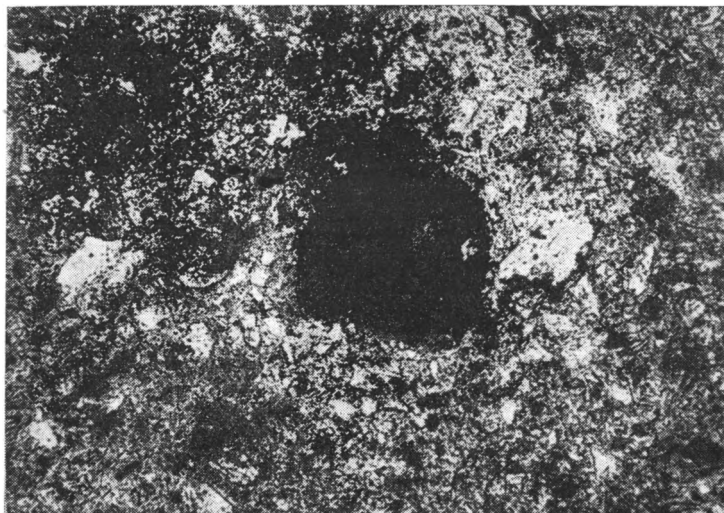


Фиг. 2. Фосфатные зерна с ядрами из частиц терригенного материала в фосфатизированном мелкоалевритовом иле (белая рыхлая конкреция)

Шлиф, $\times 200$, ник. 11

ранних генераций. Пирит встречается в виде микроглобулей размером до 0,01, реже 0,02 мм. Местами микроглобули образуют сростки или группируются вокруг панцирей диатомей.

Фосфат ранних генераций изотропен, имеет форму зерен (размером до 0,3 мм) или оболочек (толщиной до 0,02 мм) на частицах других минералов. Среди зерен выделяются три разновидности: округлые желтые, сложенные чистым фосфатом; неправильные по форме, желтовато-



Фиг. 3. Зерно коричневого изотропного фосфата в светло-желтом фосфатизированном иле (плотная серая конкреция)

Шлиф, $\times 200$, ник. 11

серые, загрязненные пелитовым материалом; желтые, с ядрами из частиц терригенного и вулканогенного материала (фиг. 2). Цемент состоит из светло-желтого изотропного стекловатого фосфата. На некоторых участках цементация не завершилась, и остались округлые (размером $0,1—0,5$ мм) или ветвящиеся пустоты, распределенные неравномерно и занимающие до 5% поля зрения.

Светло-серые уплотненные конкреции в целом аналогичны по составу конкрециям первого типа, но фосфатизированы неравномерно. Количество терригенного и вулканогенного материала составляет в них на разных участках 20—80%. Встречающиеся в них пустоты (до $2,5$ мм в поперечнике) часто заполнены желтым изотропным фосфатом, в котором в свою очередь наблюдаются округлые и неправильные пустоты размером $0,05—0,2$ мм.

Светло-серые и серые плотные конкреции также представляют собой фосфатизированный терригенно-вулканогенный ил, местами с аморфным, а местами с микрокристаллическим фосфатным цементом. Состав нефосфатных компонентов в них такой же, как и в первых двух разностях.

Полости в конкрециях занимают 2—10% поля зрения и частично или целиком заполнены фосфатом. В некоторых полостях наблюдаются срастающиеся между собой пленки, сложенные тонкокристаллическим фосфатом. Призмочки фосфата расположены перпендикулярно поверхности пленок. Промежутки между пленками либо пусты, за счет чего создается губчатая текстура, либо заполнены изотропным фосфатом, местами загрязненным пелитовым материалом. Внутренние стенки некоторых полостей также устланы пленкой ($0,005$ мм) тонкокристаллического фосфата.

В других полостях кристаллического фосфата нет, но присутствует чистый желтый стекловатый изотропный фосфат с редкими пустотами размером до $0,12$ мм и мелкими трещинами.

Фосфат ранних генераций, как и в предыдущих разностях, изотропен и представлен отдельными коричневатыми и темно-желтыми зернами размером до $0,3$ мм, в большинстве случаев не содержащими посторонних примесей (фиг. 3).

Показатель преломления фосфата (зерен и цемента) в рассмотренных конкрециях составляет: $1,584 \pm 0,003$ в рыхлых разностях, $1,587 \pm 0,003$ в уплотненных и $1,593 \pm 0,003$ в плотных.

По данным рентгеноструктурного анализа, выполненного на дифрактометре УРС-50М во Всесоюзном институте минерального сырья, параметры кристаллической решетки фосфата следующие: $a=9,330$, $c=6,880$ Å (рыхлая конкреция); $a=9,335$, $c=6,880$ Å (плотная конкреция).

Черные твердые конкреции представляют собой фосфатизированный мелкозернистый аркозовый песчаник, частично покрытый слоем, состоящим из тонкокристаллического фосфата. Граница между песчаником и фосфатом повсеместно четкая.

Фосфатизированный песчаник примерно на 60% состоит из угловатых частиц размером 0,01—0,6 мм. Среди них преобладают плагиоклазы (до 78%); присутствуют также кварц (около 10%), калиевые полевые шпаты (6%), моноклинные пироксены (5%), эпидот (1%), единичные зерна сине-зеленой роговой обманки.

Кроме того, в фосфатизированном песчанике имеется значительное количество округлых и овальных фосфатных зерен размером 0,4—0,7 мм. Зерна состоят из желтого изотропного фосфата, обычно без примесей, иногда с ядрами (угловатые обломки кварца и плагиоклаза).

Частицы обломочных минералов и фосфатные зерна цементируются светло-желтым изотропным фосфатом, местами загрязненным тонкообломочным терригенным материалом. В цементирующей массе часто встречаются микроглобули пирита размером до 0,07 мм.

Тонкокристаллический фосфат имеет пятнистую окраску за счет чередования темных и светлых желтых участков. Светлые участки встречаются в виде пятен или полос, пересекающихся под различными углами, и отличаются более сильной поляризацией. В фосфате изредка встречаются панцири и обломки шипов диатомей, а также микроглобули пирита размером до 0,01 мм. Последнего здесь заметно меньше, чем в фосфате, цементирующем песчаник. До 3—4% поля зрения в шлифах тонкокристаллического фосфата занимают округлые и неправильные пустоты размером около 0,3 мм.

Фосфатизированные копролиты состоят из фосфата либо желтовато-коричневого микрогранулярного изотропного, либо светло-желтого стекловатого тонкокристаллического. В фосфате много обломков костей рыб, в большинстве случаев удлиненных и тонких размером 0,1—4 мм, и пустот (5—25% поля зрения) обычно вытянутой щелеобразной формы длиной 0,1—5 мм. В щелеобразных пустотах часто встречаются скопления микроглобулей и отдельные микроглобули пирита размером до 0,01 мм.

В некоторых копролитах, сложенных изотропным фосфатом, наблюдаются помимо костей рыб многочисленные фосфатизированные остатки недиагностируемых организмов, обычно удлиненные, угловатые. Они состоят из неполяризующего изотропного фосфата и либо бесцветны, либо частично (а иногда и полностью) окрашены в желто-коричневый или красноватый цвет. Во многих случаях они покрыты тонкими оболочками (0,001 мм) поляризующего фосфата, состоящего из удлиненных микрокристаллов, располагающихся перпендикулярно поверхности оболочек.

В большинстве случаев копролиты бесструктурны, но местами участки загрязненного пелитовым материалом фосфата, чередующиеся с вытянутыми пустотами, располагаются в виде полос, образующих нечто вроде «структуры истечения».

Химический состав конкреций в значительной мере зависит от степени их литификации. По мере перехода от рыхлых к плотным разностям в конкрециях возрастает содержание P_2O_5 — от 15,73 до 26,45%,

CaO — от 24,92 до 35—38,6%, CO₂ — от 2,3 до 3—3,56%, F — от 1,60 до 2,45—2,55% (табл. 1)¹. При этом отношение F: P₂O₅ постепенно уменьшается от 0,102 до 0,098. В средней пробе костей рыб из того же трала содержание P₂O₅ и F выше, чем в конкрециях — 29,5% и 2,80% соответственно, но отношение F: P₂O₅ заметно меньше — 0,095.

Наиболее высокое содержание P₂O₅ обнаружено в фосфатизированных копролитах. В образце, сложенном аморфным фосфатом кальция, оно составляет 30,67%, а в образце с тонкокристаллическим фосфатом — 32,33%.

Доля нефосфатных компонентов в плотных конкрециях в целом в 2—2,5 раза ниже, чем в рыхлых. Это относится прежде всего к нерастворимому остатку, представленному в основном кремнеземом и алюмосиликатами (нерастворимый остаток $\approx$ SiO₂ + Al₂O₃). В рыхлых конкрециях содержание нерастворимого остатка составляет 27,01—39,17%, в плотных — 13,90—14,95%. Содержание MgO в том же ряду меняется неравномерно, но в целом уменьшается от 1,8 до 0,8%. Содержание Fe₂O₃ меняется в пределах 1,79—2,77%, FeO — в пределах 0,36—0,55%, однако определенной направленности при этом не наблюдается.

Малые элементы в конкрециях, копролитах и костях рыб и млекопитающих определялись спектральным полуколичественным методом (табл. 2).

Стронций в рыхлых конкрециях и в кости кита составляет 0,1—0,3%, а в плотных конкрециях, копролитах и костях рыб — до 0,4—0,5%.

Максимальное количество титана содержится в рыхлых конкрециях (0,4%); в плотных конкрециях его становится меньше — до 0,06—0,10%, а в копролитах и костях рыб — до 0,003—0,006%. Аналогичным образом ведут себя цирконий, марганец и галлий.

Хрома в большинстве образцов 0,003—0,01%, до 0,02% в черной плотной конкреции и до 0,3% в позвонке кита. Та же тенденция намечается в распределении иттрия, содержание которого в рыхлых конкрециях, копролитах и костях рыб 0,0001% или ниже, но повышается в черных плотных конкрециях до 0,0005% и в позвонке кита до 0,001%.

Содержание никеля, меди и молибдена максимально в позвонке кита (Ni и Cu — по 0,006%, Mo — 0,0006%). Минимальное содержание никеля и меди отмечено в нефоссилизированных костях рыб (0,001% и 0,003% соответственно). В конкрециях никель и медь распределяются относительно равномерно (Ni — 0,002—0,003%; Cu — 0,004—0,005%), но содержание молибдена увеличивается в плотных разностях (0,0004—0,00005%) по сравнению с рыхлыми (0,0001%).

Ванадия в конкрециях 0,003—0,005%; его количество уменьшается в копролитах и костях до 0,001—0,002%.

Содержание свинца максимально в рыхлых конкрециях и позвонке кита, цинка — в фосфатизированных копролитах и позвонке кита (по 0,01—0,02%). В прочих образцах содержание этих элементов находится на уровне 0,001—0,002% (Pb) и 0,001—0,006% (Zn).

Колебания содержания микроэлементов в различных типах фосфатного материала связаны с рядом причин.

Концентрация стронция находится в прямой зависимости от содержания P₂O₅.

Титан, цирконий и в значительной степени марганец и галлий связаны с загрязняющими фосфат терригенными и вулканогенными примесями, что явствует из сравнения данных спектральных анализов с петрографическим составом конкреций и копролитов.

Концентрация хрома, никеля, меди и молибдена в позвонке кита связана, видимо, с тем, что этот образец обогащен органическим веще-

¹ Для анализа брались средние пробы, составленные из нескольких однотипных образцов.

Химический состав (%) фосфоритовых конкреций, фосфатизированных копролитов и костей с шельфа Чили

Материалы	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CO ₂	F	C _{орг}	п. п. п.	Нерастворимый остаток	F:P ₂ O ₅
Рыхлые белые конкреции	15,73	24,92	1,8	2,79	0,48	22,23	6,11	2,31	1,60	0,65	7,26	27,01	0,102
Уплотненные серовато-белые конкреции	20,64	24,92	1,2	2,98	0,36	31,60	6,00	3,02	2,06	—	7,20	39,17	0,100
Плотные серые конкреции	25,62	38,64	1,6	1,79	0,40	12,30	3,31	3,04	2,55	0,60	8,65	14,95	0,100
Плотные черные конкреции	26,45	35,01	0,8	2,39	0,55	10,80	2,55	3,56	2,45	—	9,11	13,90	0,098
Кости рыб, слабо фоссилизированные	29,51	39,55	0,5	1,59	0,29	0,79	—	3,41	2,80	1,62	14,02	0,79	0,095
Позвонок кита	27,36	41,38	0,69	—	—	2,98	—	4,00	—	5,27	—	—	—
Фосфатизированный копролит, черный	30,67	—	—	—	—	—	—	5,63	—	1,39	—	—	—
То же, серый	32,33	—	—	—	—	—	—	4,51	—	0,92	—	—	—

Примечание. Анализы выполнены в химических лабораториях ИОАН и ГИГХС.

Таблица 2

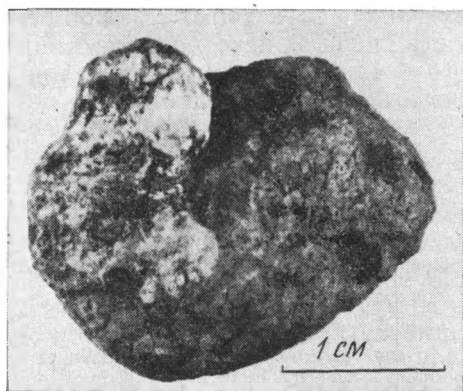
Содержание микроэлементов (%) в фосфоритовых конкрециях, фосфатизированных копролитах и костях с шельфа Чили

Материалы	Sr	Ti	Zr	Mn	Ga	Cr	Y	Ni	Cu	Mo	V	Pb	Zn
Рыхлые белые конкреции	0,1	0,40	0,01	0,04	0,004	0,003	0,0001	0,002	0,005	0,0001	0,004	0,01	0,002
Уплотненные серовато-белые конкреции	0,3	0,40	0,01	0,03	0,003	0,003	0,0001	0,003	0,004	0,0001	0,004	0,002	0,001
Плотные серые конкреции	0,4	0,10	0,01	0,02	0,004	0,004	0,0001	0,002	0,004	0,0005	0,005	0,003	0,001
Плотные черные конкреции	0,4	0,06	0,003	0,02	0,002	0,02	0,0005	0,003	0,005	0,0004	0,003	0,002	0,006
Кости рыб нефоссилизированные	0,4	0,003	—	0,004	—	0,003	—	0,001	0,003	0,0004	—	—	0,003
То же, слабо фоссилизированные	0,4	0,006	0,001	0,006	—	0,01	—	0,003	0,004	0,0004	0,001	0,001	0,006
Позвонок кита	0,3	0,06	0,003	0,01	0,002	0,30	0,001	0,006	0,006	0,0006	0,002	0,02	0,010
Фосфатизированный копролит, черный	0,5	0,004	—	0,01	0,001	0,01	—	0,002	0,004	0,0001	0,001	0,0001	0,020

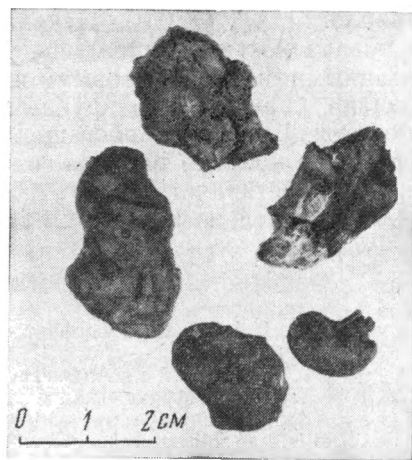
По данным спектрального анализа, выполненного в ВИМСе.

ством. Содержание в нем S_{org} около 5 %, в то время как в конкрециях, копролитах и костях рыб оно находится в пределах 0,60—1,62%. Кроме того, костная ткань позвонка очень пориста, что способствует сорбции микроэлементов. Именно этим фактором можно объяснить то, что позвонок обогащен иттрием примерно на порядок по сравнению с прочими фосфатами.

Судя по минеральному и химическому составу конкреций, формирование их на шельфе Чили происходило в несколько этапов. Сначала в осадке образовались мелкие фосфатные стяжения, затем частицы осадка вместе с содержащимися в них фосфатными зернами цементировались фосфатом следующих генераций. Как рыхлые, так и плотные разновидности конкреций относятся, видимо, к единому генетическому ряду. Процессы фосфатизации возобновлялись неоднократно. Об этом свиде-



Фиг. 4. Нарастание белого рыхлого фосфата поздней генерации на плотной серой конкреции ранней генерации
х3



Фиг. 5. Обрастание обломков костей рыб фосфатом
Нат. вел.

тельствует, в частности, нарастание «молодых» рыхлых конкреций поздней генерации на серые плотные конкреции ранней генерации (фиг. 4).

Очевидно, что конкреции формировались не за счет фосфора, содержащегося в костных остатках рыб и млекопитающих. Никаких признаков растворения костей при микроскопическом их исследовании не обнаружено. Кроме того, имеется ряд образцов, состоящих из мелких, но сохранивших свою форму обломков костей, сцементированных фосфатом, и сростков костей с конкрециями (фиг. 5). Во всех случаях граница между фосфатом костей и конкреций резкая. Следовательно, при росте конкреций фосфат только захватывает кости наряду с нефосфатными компонентами осадков — биогенными, терригенными и вулканогенными.

Фосфор, мобилизуемый в процессе формирования конкреций, находится в осадках в рассеянном состоянии. По всей вероятности, он связан с остатками фитопланктона, в изобилии осаждающимся на дно в продуктивной шельфовой зоне.

Среди конкреций с шельфа Чили нет гелеобразных стяжений, представляющих начальный этап фосфатизации осадков и обнаруженных на шельфе Юго-Западной Африки (Батурин, 1969). Возможно, что конкреции образовались не на том участке шельфа, где они были собраны, а ближе к берегу, в более тонкозернистых биогенных осадках. На шельфе Юго-Западной Африки, где этот процесс был прослежен детально,

аутигенные фосфоритовые конкреции формируются в диатомовых илах, содержащих обычно не более 0,2—0,6% P_2O_5 . При этом конкреции рассеяны в илах и концентрируются лишь в том случае, когда происходит размыв осадков (Батури́н, 1969; Батури́н и др., 1970).

Поскольку уклон дна рассматриваемого района шельфа Чили достигает $3^{\circ}30'$, активные сейсмические толчки могут вызывать смещение осадков вниз по склону, что сопровождается взмучиванием и выносом за пределы шельфа тонких, преимущественно нефосфатных фракций.

Признаком того, что осадок, вмещающий конкреции, был перемыт, является его пестрый гранулометрический состав. Содержание фракции $>0,1$ мм составляет в нем 44,62%, 0,1—0,05 мм — 22,40%, 0,05—0,01 мм — 6%, $<0,01$ мм — 26,98%. О размыве осадков свидетельствует также наличие в ряде проб с того же участка шельфа переотложенных донных фораминифер (устное сообщение Х. М. Саидовой, Институт океанологии АН СССР). Наконец, свидетельство перемыва — обогащение осадка костями, преимущественно крупными, причем иногда слабоокатанными, и фосфоритовыми конкрециями, среди которых также преобладают сравнительно крупные разности, причем некоторые из них расколоты. Благодаря обогащению этого осадка фосфоритовыми конкрециями и костями валовое содержание в нем фосфора аномально повышено и составляет 5,47% P_2O_5 , в то время как в прочих пробах песчаных осадков из того же района содержание P_2O_5 не превышает 0,5—0,7%.

ЛИТЕРАТУРА

- Батури́н Г. Н. Аутигенные фосфоритовые конкреции в современных осадках шельфа Юго-Западной Африки.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6.
- Батури́н Г. Н., Коченов А. В., Петелин В. П. Фосфоритообразование на шельфе Юго-Западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 3.
- Murray J. On the annual range of temperature in the surface waters of the ocean and its relations to other oceanographical phenomena.— Geographical J., 1898, vol. 12, No. 2.
- Niino H., Chamberlain T. K. The formation of submarine phosphorite deposits off the coasts of Japan and Peru.— 10th Pacif. Sci. Congr. preprints, Honolulu, 1961.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Дата поступления
5.11.1971

УДК 553.434

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ

Ф. И. ВОЛЬФОН, В. В. АРХАНГЕЛЬСКАЯ

Анализируются возможные условия осаждения в морских бассейнах руд меди и других цветных металлов. Приводятся данные о содержании меди в водах рек и морей и излагаются другие материалы, касающиеся возможности образования осадочных месторождений меди. Приводятся сведения по геологии месторождений медистых песчаников западного склона Урала, Удокана, Джезказгана и Нижней Силезии и высказывается мнение об их гидротермальном происхождении.

К медистым песчаникам относятся медные месторождения, имеющие пластообразную или лентообразную форму и залегающие среди слоистых осадочных толщ, накапливавшихся в орогенах либо на активизированных платформах. На рудоносных площадях интрузивные породы, секущие рудовмещающие толщи, обычно отсутствуют. Однако в некоторых рудных полях получили развитие штоки и особенно дайки и пластовые интрузии габбродиабазов, а также других основных пород.

Медистые песчаники — один из наиболее распространенных типов медных месторождений, в ряде случаев имеющих важное и особо важное промышленное значение. Месторождения эти залегают в породах самого различного возраста, от протерозоя (месторождения Замбии, Конго — Киншаса, Удокан и др.), нижнего и среднего палеозоя (Ленские, Минусинские, Успенский рудник, Атбасарско-Терсакканская группа и др.), верхнего палеозоя (Джезказган, Донбасс, Западное Приуралье, Северо-Судетская мульда и другие в Польше, Мансфельд в ГДР и др.) и до неогена (Наукат). В минерализованных пластах оруденение развито в виде вкрапленников, нередко сопровождающихся рудными прожилками и жилами, а иногда наблюдаются полосы более богатых руд. Из рудных минералов основное значение имеют борнит, халькопирит, кубический халькозин. В некоторых месторождениях существенное значение приобретают сфалерит и галенит. Подчиненное развитие имеет пирит, гетит, гематит, иногда арсенопирит. В небольшом количестве развиты блеклые руды, пирротин, иногда, по Т. А. Сатпаевой (1957), проявлены альгодонит (Cu_7As), домейкит (Cu_3As), энаргит, линнеит, карролит, бетехтинит, скуттерудит, фаматинит и др. Из нерудных минералов часто наблюдаются кварц, кальцит; в некоторых месторождениях встречаются флюорит, барит, редко слюды, турмалин, эпидот.

Учитывая пластообразную форму рудных тел, а также проявление минерализации в строго определенных горизонтах и относительно равномерное распределение оруденения, большинство исследователей, изучавших месторождения медистых песчаников за рубежом и в СССР, относят их к осадочным образованиям, возникшим в процессе диагенеза осадков. В СССР это представление особенно настойчиво отстаивают В. М. Попов (1964), В. С. Домарев (1958), Д. Г. Сапожников (1948), М. Е. Бердичевская, А. М. Лейтес (1962), Н. Н. Бакун (1958),

Н. Н. Бакун и др. (1958), Ю. В. Богданов и др. (1966), Э. А. Штрем, (1969), Л. Ф. Наркелюн и др. (1969). Многие из упомянутых месторождений считает осадочными и Н. М. Страхов (1962).

Относя подавляющее большинство рассматриваемых месторождений к гидротермальным, Т. А. Сатпаева (1957) допускает возможным считать отдельные из них осадочными (Приуральские, Атбасарские, Мансфельд и др.). Из зарубежных исследователей характеризуемые месторождения относят к осадочным образованиям Г. Шнейдерхен (1968), В. Г. Гарлик (Garlick, 1953), Г. Р. Девис (Davis, 1954) и др. В СССР до последнего времени дискутируется вопрос об условиях образования Джезказганского месторождения. В противовес мнению исследователей об осадочном происхождении этого месторождения ряд ученых отстаивают представление о его гидротермальном происхождении (Яговкин, 1928; Сатпаев, 1962; Чухров, 1969). Подобного мнения придерживаются и ученики К. И. Сатпаева (Есенов и др., 1961; Таджибаева, 1964; Сейфуллин, Нуралин, 1969; Сатпаева, 1957 и др.). Такое же представление высказывают в своих обобщающих работах и авторы данной статьи (Вольфсон, Архангельская, 1970).

Из зарубежных исследователей представление о гидротермальном происхождении месторождений Замбии развивал Д. М. Девидсон (Davidson, 1931), Л. К. Грейтон (Graton, 1929) и С. Лисякевич (1958).

Основные аспекты теории осадочного происхождения месторождений медистых песчаников. Согласно сложившимся представлениям, медь и ассоциирующие с ней металлы приносятся в водные бассейны с прилегающей суши, где они заимствуются поверхностными и отчасти грунтовыми водами из разрушающихся коренных пород, несущих кларковое содержание меди, или из ранее возникших эндогенных медных месторождений. Медь переносится при этом главным образом в виде взвесей и легкорастворимых сульфатов. Образование руд происходит на фоне активного тектонического режима в прибрежных частях бассейнов или в зоне шельфа. Дифференциальная способность к переносу растворов различных металлов, осаждающихся к тому же при различных рН, приводит к тому, что медные месторождения возникают в крайних частях седиментационных бассейнов и связаны с кластическими красноцветными осадками, в то время как соединения свинца и цинка накапливаются дальше от береговой линии и связаны с карбонатными фациями.

В рудообразовании наряду с растворенными формами металлов играют большую роль разнообразные взвеси, в том числе и взвеси веществ, сорбирующих металлы, поскольку в процессе миграции металлов и диагенеза осадков вполне возможны переходы сорбированных металлов в растворы и обратно.

В сложившиеся теоретические представления об источнике меди и других цветных металлов и условиях их переноса в водные бассейны существенную поправку внес Н. М. Страхов (1962). Он показал, что перенос металлов в виде взвесей не приводит к формированию месторождений. По его представлению, в осадочном рудообразовании участвуют растворы различных соединений металлов, прежде всего сульфатов. Вместе с тем, по Н. М. Страхову, источником металлов не могут быть кларковые их содержания в горных породах. По его представлению, для образования осадочных месторождений цветных металлов обязательно должны разрушаться более древние месторождения либо горные породы, обогащенные этими металлами. Это необходимо потому, отмечает Н. М. Страхов, что «кларковые содержания этих металлов слишком низки, а в седиментационном процессе не существует механизма, который смог бы собирать эти ничтожные дольки рудных компонентов, отделять их от разбавляющего терригенного безрудного материала и превращать их в рудные скопления».

По вопросу о концентрации меди в морских осадках высказываются различные мысли. Согласно К. Б. Краускопфу (Krauskopf, 1955), химические процессы осаждения сводятся к трем положениям: прямое осаждение, адсорбция и органические реакции. При этом особо важное значение в процессе осаждения, согласно упомянутому автору, имеет адсорбция ионов из растворов взвешенным материалом и растущими кристаллами. Мак-Наughtон (McNaughton, 1954) тоже сторонник сорбции металлов глинистыми и органическими веществами. К. Б. Краускопф и ряд других исследователей считают, кроме того, что в концентрации металлов при осадконакоплении большое значение имеют органические процессы. При этом, по мнению некоторых ученых, медь может концентрироваться живыми организмами, бактериями в восстановительных условиях, адсорбироваться коллоидным органическим материалом, осаждаться сульфидными ионами, появляющимися в процессе восстановления сульфатной серы до сульфидной, что обусловлено восстановительной обстановкой благодаря наличию органики. Г. Р. Девис (Davis, 1954), В. Г. Гарлик (Garlisk, 1953) и Дж. Дж. Браммер (Brammer, 1955) — сторонники бактериальной теории Г. Шнейдерхена. Сам же Г. Шнейдерхен (1958) выделяет два типа фаций осадочных пород, в которых могут возникнуть крупные месторождения чисто осадочных медно-свинцово-цинково-пиритовых руд. Первый тип — фации, возникшие из морских илов или сапропелевых грязей (медистые сланцы ГДР), где сульфиды образуются в результате деятельности бактерий в верхней, аэробной, зоне серных бактерий и в нижней, анаэробной, зоне десульферирующих сероводородных бактерий. В целом месторождения, обусловленные накоплением металлов в форме сульфидов в сапропелитовой тине сероводородного бактериального происхождения, редки. Второй тип — фации, свободные от битумов и образующиеся в остаточных застойных бассейнах, где отлагается среднемелкозернистый кластический материал с хемогенными карбонатами или без них. Попадающие в эти фации обломки руды растворяются, и металлы вступают в водную циркуляцию. В восстановительных условиях нижних горизонтов толщи континентальных или озерных осадков выпадают сульфиды чисто химическим или биохимическим путем. В начале выделяется пирит, затем сульфиды меди, кобальта и других металлов.

В. М. Попов (1965) считает, что одна из важных форм первичного накопления руд металлов — биохимический способ их осаждения. Независимо от первичных форм выпадения в осадок соединений металлов предполагается, что в условиях диагенеза в обстановке сероводородного заражения они преобразуются в сульфиды. Н. М. Страхов (1962) в образовании осадочных месторождений важное значение придает органическому веществу. По его данным, по мере накопления цветных металлов в виде сульфидов происходит интенсивное перераспределение этих новообразований с возникновением облакообразных, линейных и пластообразных сгущений вкрапленников; чему в значительной мере способствует органическое вещество — первый очаг садки сульфидов; в дальнейшем к этим очагам диффундируют свинец, медь и цинк из участков более бедных органикой.

Таким образом, мнения разных исследователей об условиях концентрации меди и других цветных металлов в процессе осадконакопления в водных бассейнах часто расходятся, по данному вопросу пока отсутствует хорошо разработанная теория, и мы еще не вышли из области разного рода предположений и догадок. В. С. Домарев (1958), который одним из первых произвел обзор представлений по условиям накопления меди в осадках, правильно подчеркнул, что способ концентрации меди в морских осадках является «одним из недостаточно выясненных вопросов». К этому следует добавить, что ряд высказанных представлений вообще не могут быть поддержаны. Это прежде всего относится

к мнению Г. Шнейдерхена о накоплении меди в остаточных застойных бассейнах, где процесс рудообразования возможен при условии попадания в эти бассейны обломков медной руды. Невольно возникает вопрос, откуда взялись такие обломки, почему они не растворились и медь не переносилась в виде сульфата? Если же коренные месторождения меди находились непосредственно на берегу застойного бассейна, то при чем тут осадочное рудообразование? Трудно также объяснить с позиции изложенных представлений, как можно сочетать поступление в водные бассейны повышенных концентраций сульфата меди и возможность развития в этих же бассейнах органических соединений. Д. М. Девидсон (Вгиппег, 1955) по этому вопросу отметил, что присутствие меди в сульфатной форме в количестве $0,5 \cdot 10^{-4}\%$ (0,5 частей на 1 млн. убивает бактерии, диатомовые и другие водоросли).

В действительности же в пресных и соленых водах меди содержится значительно меньше. Согласно данным Г. С. Коновалова и др. (1965), среднегодовые содержания меди в реках, например, Каспийского бассейна СССР составляют $3,8 \cdot 10^{-6}\%$, а в морских водах — $2 \cdot 10^{-7}\%$. При этом, согласно Г. С. Коновалову и др. (1968), в водах всех рек СССР, протекающих в аридных областях, медь переносится преимущественно в виде взвесей. В речных водах Азово-Черноморского бассейна содержание меди $6 \cdot 10^{-6}\%$ (Беляева, Овсяный, 1969). При этом большая часть меди находится тоже в виде взвеси. Накопления микроэлементов в низовьях рек не происходит (Коновалов и др., 1965). Следовательно, количество сульфатной меди, находящейся в морской воде, не может влиять на жизнь бактерий и водорослей. В то же время эти количества никак не могут приводить к концентрации меди в осадках. Это же относится к свинцу, который накапливается в некоторых месторождениях медистых песчаников, содержание которого в пресных водах на порядок ниже по сравнению с медью и который практически полностью находится в водах морей и рек в виде взвесей. В то же время, как упоминалось выше, согласно Н. М. Страхову, осадочные месторождения цветных металлов из взвесей не возникают.

По вопросу о возможности концентрации меди в осадках на примере анализа условий образования медных и свинцовых руд в нижнепалеозойских отложениях Иркутского амфитеатра интересные мысли высказаны М. М. Одинцовым (1948). Он подчеркнул, что главная масса медных месторождений (с сопутствующими свинцом и цинком) приурочена к одному горизонту, содержащему 95—99% всей меди, осаждаемой в Верхнеленском бассейне. Но мощность рудного горизонта составляет лишь 0,0017% мощности верхоленской свиты. Принимая во внимание, что скорость выпадения осадков в лагунном верхнемеловом бассейне существенно не менялась, необходимо допустить, что в 1/600 часть времени, потребовавшегося для формирования верхоленской свиты, было отложено 99% всей массы медных минералов. Поскольку кларк меди невелик, «то очевидно такая гигантская по масштабам концентрация требовала соответствующего питания бассейна соединениями меди, а массовое осаждение меди должно было явиться результатом скачкообразного изменения равновесия в химическом режиме бассейна, либо резкого изменения в характере питания». Далее автор отмечает, что поскольку рудоносный горизонт литологически и фациально не отличается от вмещающей его толщи верхоленских пород, то «нет оснований предполагать резкое изменение режима бассейна в качестве причины выпадения в осадок медных минералов; вероятнее — изменение питания бассейна, поступление в него значительных количеств меди из областей каледонских геосинклиналей — Саянской и Байкальской» М. М. Одинцов предполагает, что повышенные концентрации меди поступали в бассейн за счет размыва коренных месторождений порфировых медных руд и медистых колчеданов, полностью уничтоженных (Одинцов, 1948).

Однако вывод о формировании осадочных месторождений за счет размытия гидротермальных также не может быть поддержан, ибо исследования Ю. Ю. Бугельского (1962^{1, 2}) показали, что в аридных условиях, даже в рудничных водах, содержание меди 0,2 мг/л. За пределами месторождений это содержание снижается до 0,08—0,001 мг/л и ниже. Максимальные размеры потоков рассеивания, как правило, ограничиваются первыми сотнями метров, что вызвано интенсивным переотложением растворенных веществ в виде солей и других новообразований. В условиях гумидного климата потоки рассеивания меди и других металлов, а также аномальное содержание SO_4^{2-} увеличиваются, но и они не превышают 3—3,5 км.

Изложенное показывает, что соединения меди могут достигнуть водных бассейнов лишь при условии нахождения разрушавшихся месторождений в непосредственной близости от береговой линии. Однако и в этом случае в связи со способностью меди к рассеянию в водные бассейны в растворенном виде может попасть только некоторая часть мигрировавшей меди, концентрации которой в самом бассейне резко снижаются и, как было показано выше, составляют в морской воде лишь $2 \cdot 10^{-7}$. Представление о возможности сорбции меди и других металлов из морской воды также нельзя считать обоснованным. Это связано не только с тем, что в морской воде кларк меди чрезвычайно низок но также и в связи с процессами, которые в действительности протекают на морском дне. Дело в том, что в естественных условиях при накоплении осадков органическое вещество поступает в основном за счет бентоса и планктона, которые состоят из различных органических веществ и кислот, по-разному сорбирующих тяжелые металлы и обладающих способностью создавать с ними различные комплексные металлоорганические соединения. Одни из них характеризуются большой растворимостью, другие образуют с металлами устойчивые нерастворимые соединения.

Результаты изучения современных морских осадков как бедных, так и богатых органикой, находящихся на разных стадиях диагенетических преобразований, показывают их обедненность металлами, которые присутствуют как в сорбированном состоянии, так, видимо, и в виде металлоорганических соединений — нерастворимые фульвокислоты или другие гуминовые комплексы. То же можно сказать и о содержании меди и других металлов в иловых водах современных морских осадков. Метаморфизуясь, со временем иловые воды должны несколько обогащаться катионами металлов по сравнению с морскими придонными водами. Тем не менее и в иловых водах содержание металлов настолько мало, что они не могут образовать химических соединений. Анализ имеющихся экспериментальных работ по сорбции металлов на различных компонентах показывает, что роль сорбции в накоплении металлов не так велика, как предполагают сторонники гипотезы осадочного происхождения месторождений цветных металлов. Выясняя возможность формирования осадочных месторождений меди помимо ранее изложенного материала, необходимо иметь в виду также данные И. А. Шамрая (1956), показавшего, что при формировании всех осадочных рудных месторождений в морских бассейнах важную роль играют не только гидрохимические, но и гидродинамические факторы. Последние должны учитываться независимо от того, привнесены рудные составляющие с континента или образовались здесь же в морском бассейне в результате гидрохимического или биологического синтеза. В типичных осадочных месторождениях руд железа, марганца и других металлов и даже солей отчетливо наблюдается морская сортирующая деятельность, выражающаяся в образовании рудных галек, оолитов, бобовин, сортировании мирабилита и т. д. В пластообразных же месторождениях медистых

песчаников нет никаких следов сортирующей деятельности моря, которая бы отражалась на накоплении сульфидов.

Тем не менее некоторые исследователи иногда обращают внимание на гидродинамические процессы, протекающие при формировании характеризующихся месторождений. Однако при этом в основном обращается внимание на появление сульфидных обломочных образований и россыпей при разрушении коренных месторождений. В частности, В. М. Попов (1953) пришел к выводу, что на Джезказганском месторождении удается наблюдать внутрiformационные конгломераты, возникшие в связи с перерывом и переотложением рудоносных слоев джезказганской свиты. Галька перемытых слоев, по данным В. М. Попова, плоская, плохо сортирована, имеет неправильную и угловатую форму, придающую конгломератам брекчиевидный облик, обусловленный, по-видимому, подводными скольжениями пластов еще в стадию их формирования. В цементе песчаников автор отличает развитие «сульфидоносных терригенных зерен». Наряду с этим В. М. Попов отмечает, что «иногда конгломераты и входящая в их состав рудная галька сечется прожилками кальцита с сульфидами». Однако, по мнению автора, эти жилки секретионные и возникли в процессе диагенеза или эпигенеза.

Анализируя изложенные данные, трудно согласиться с выводами В. М. Попова об условиях образования упомянутых «конгломератов» в джезказганской свите. Его выводам противоречит присутствие сульфидов в цементе этих образований, а также галек и песчинок, сложенных сульфидами. Конгломераты возникают обычно в прибрежных частях бассейнов, характеризующихся резким преобладанием окислительных условий. Именно такие условия и характерны для формирования пород джезказганской свиты. Однако в подобных условиях сульфиды неустойчивы и не могут сохраниться. Это подтверждается, как нам представляется, фактом отсутствия среди обширного класса россыпных месторождений полезных ископаемых сульфидных россыпей.

Изложенное показывает, что выдвигаемые сторонниками экзогенного происхождения медных месторождений общие теоретические соображения, доказывающие возможность формирования этих месторождений в процессе осадконакопления, содержат ряд спорных положений. Для более углубленного рассмотрения анализируемых вопросов ниже попытаемся охарактеризовать позиции и геологическое строение некоторых конкретных месторождений медистых песчаников, которые настойчиво относятся подавляющим большинством исследователей к осадочным образованиям, и на фактическом материале проанализировать возможные условия их образования.

Характеристика месторождений. Медистые песчаники Приуралья. До последнего времени считалось, что месторождения медистых песчаников Приуралья являются осадочными образованиями, сингенетичными по отношению к вмещающим их пермским песчаникам, и что они развиты в дельтах рек, сносивших медь, высвобождавшуюся при разрушении коренных сульфидных месторождений Урала. Однако палеогеологические наблюдения, проведенные Е. М. Люткевичем (1958), показали ошибочность сложившихся представлений. В результате исследований упомянутого автора выяснилось, что все месторождения медистых песчаников Приуралья размещаются не в Предуральском прогибе, а западнее, за поднятиями, представленными Уфимским плато и Полазненским антиклинальным сооружением. Поднятия существовали с начала перми, в казанский век. В соответствии с этим продукты разрушения Урала в область развития медистых песчаников проникнуть не могли. При выяснении рассматриваемого вопроса представляют интерес также данные Н. А. Читаевой (устное сообщение), полученные ею в процессе составления палеогеологической карты отдельных звеньев Урала. Ею установлено, что во время накопления пермских пес-

чаников, несущих медное оруднение, медноколчеданные месторождения Урала еще не были выведены на дневную поверхность и не могли служить источником меди.

В казанском ярусе минералами меди обогащены карбонатные пропластки, развитые в краевой части Русской платформы, осложненной рядом поднятий и антиклинальных складок. Наряду с сульфидами меди в медистых песчаниках еще Л. М. Миропольский отмечал наличие ZnS , PbS и частично MoS_2 , включающих ассоциации элементов, характерных для кислых магм. Это же подтверждает состав редких и рассеянных элементов, связанных с сульфидами, спектр которых идентичен спектру элементов гидротермальных месторождений. В целом же характеризующие медистые песчаники имеют локальное развитие в восточной краевой части Русской платформы, а не вдоль всего Урала. Вместе с тем обогащение минералами меди происходило неравномерно по разрезу. Все эти данные позволили Е. М. Люткевичу прийти к выводу, что месторождения медистых песчаников Приуралья возникли в связи с циркуляцией гидротермальных растворов, поступавших в зону рудоотложения из более глубоких горизонтов земной коры по глубоко проникающим разрывным нарушениям. Е. М. Люткевич (1958) правильно также отмечает, что «сейчас и в четвертичном периоде размывается и размывался Урал во многих местах не меньше, чем в конце пермского периода, но в аллювии рек как близко, так и далеко от Урала, не образуется медистых песчаников, несмотря на то, что в отложениях террас растительных остатков имеется достаточное количество». Как было показано ранее, медь, высвобождающаяся при разрушении коренных месторождений, далеко не переносится, что и является причиной отсутствия повышенных ее концентраций в террасах рек, стекающих с Урала.

Удоканское месторождение. Согласно Ю. В. Богданову и др. (1966), Удоканское месторождение находится в пределах Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны, представляющей собой крупный сложно построенный синклинорий, огибающий с юго-запада выступ архейского фундамента Чарской глыбы. Простираение оси синклинория изменяется от северо-восточного на востоке до широтного в центральной части и северо-западного и меридионального в западной части. Крылья синклинория осложнены различно построенными крупными и мелкими складками. В строении синклинория выделяются четыре яруса пород, отличающихся по характеру и интенсивности проявления складчатых и разрывных дислокаций. Архейские образования характеризуются более интенсивной складчатостью — главное направление осей здесь северо-восточное, меридиональное и реже северо-западное. Более молодые отложения (палеозой, юра, мел) относятся к платформенным образованиям, залегающим горизонтально или смятым в спокойные преимущественно брахиоформные складки. Лишь вдоль разломов они несколько более складчатые. В пределах Удоканского рудного поля и в его окрестностях широко развиты разрывные нарушения различных порядков, многие из которых имеют длительную историю формирования и относятся к разряду глубинных. Авторы показывают, что в районе широко развиты разнообразные интрузивы нижнепротерозойского (пластовые габброиды и анатозиты, граниты, трещинные интрузии и дайки основного состава), верхнепротерозойского (граниты) и мезозойского возраста. Считая месторождения меди первично-осадочными, авторы выделяют всю Кодаро-Удоканскую зону в качестве меденосной (осадочной) провинции. В. С. Домарев и Ю. В. Богданов (1959) отмечают, что оруденение приурочено к пачке переслаивания различных кластических пород, в том числе известковых их разновидностей, а Н. Н. Бакун (1958) показывает, что в этой пачке еще и много мелких несогласий, поверхностей размыва со знаками ряби.

Согласно М. Е. Бердичевской и А. М. Лейтесу (1962), главная меденосная пачка пород располагается на 250—300 м ниже подошвы нижнепротерозойской свиты намингу. Незначительные рудопроявления меди развиты и в верхах этой свиты, а также в низах верхней сакуканской свиты нижнего протерозоя. Восточная часть основной рудоносной синклинали представляет собой опрокинутую складку с падением обоих крыльев на юго-запад: северного — под углом 30—40°, южного — 55—70°. Западная ее часть представляет собой нормальную синклиналь с пологими крыльями. Изменение падения крыльев в восточной части связано с перемещениями пород по зоне разрывных нарушений северо-восточного простирания. Эти нарушения, как было показано И. П. Резниковым (1965), имели контролирующее значение для оруденения.

Горизонт меденосных пород, согласно М. Е. Бердичевской и А. М. Лейтесу, представлен ритмично переслаивающимися пачками мелкозернистых и среднезернистых кварцитовидных, нередко известковистых песчаников с отдельными прослоями серых алевролитов и темно-серых филлитовидных пород. Мощность отдельных прослоев и пропластков в рудоносном горизонте от 0,2 до нескольких метров. По простиранию и падению они резко меняют мощность вплоть до полного выклинивания. Меденосность горизонта не непрерывна, а локализована в отдельных прослойках, которые быстро выклиниваются по простиранию и падению и перемежаются со слабо минерализованными прослоями.

Кратко изложенные данные по геологии района Удоканского месторождения показывают, что исследователями собран богатый фактический материал, имеющий исключительно большую ценность. Однако этого материала недостаточно для суждения об осадочном происхождении Удоканского месторождения. Скорее этот материал указывает на эпигенетичность оруденения и контроль его тектоническими элементами, литологическим составом и физико-механическими свойствами вмещающих пород. Все основные исследователи Удоканского рудного поля и месторождения почему-то упускают из вида чрезвычайно интенсивную анизотропию пород, обусловленную частым чередованием пластов и линз кварцитовидных песчаников, алевролитов и частью карбонатных пород, резко отличных по своим физико-механическим свойствам. Наряду с этим, как уже упоминалось, для рудоносной пачки характерны усложнение слоистости, перерывы и несогласия, что еще больше увеличивало анизотропию пород при воздействии на них тектонических деформаций. Все это могло способствовать развитию в рудоносной пачке мелкой трещиноватости и обусловить резкое повышение коллекторских свойств именно этих пород, что в свою очередь могло влиять благоприятно на приток в рудолокализирующую пачку большого количества рудоносных растворов, поднимавшихся по крупным разрывным нарушениям из более глубоких горизонтов в зону рудоотложения. Именно к такому выводу, как нам представляется, правильно пришел И. П. Резников (1965).

Не только эпигенетическое, но и гидротермальное происхождение Удоканского месторождения особенно наглядно выступает при рассмотрении минерального состава руд и измененных вмещающих пород. Руды, согласно В. С. Домареву и Ю. В. Богданову (1959), прежде всего характеризуются обилием пирита, халькопирита и частично пирротина в различных количественных соотношениях. Борнитовые, борнит-халькозиновые и халькозиновые руды, слагающие значительную часть месторождений, содержат много борнита и халькозина. Согласно Р. Н. Володину (1958), с сульфидами меди ассоциирует молибденит, представленный пластинками размером 0,025—0,2 мм. В рудах выявляется, кроме того, около 0,01% Mn, V, Ag, Pb, Zn и Ba. Борнит-халькозиновые руды обычно размещаются выше по разрезу, чем пирит-халь-

копиритовые. В. С. Домарев и Ю. В. Богданов объясняют такую зональность разной концентрацией ионов S^{2-} в процессе осадконакопления по отношению к береговой линии. Эта закономерность может найти и другое объяснение с позиции возможного проявления гипогенной зональности в связи с повышением кислородного потенциала вверх по разрезу. Оруденение сопровождается окварцеванием, выраженным в замещении цемента и обломков песчаников кварцем с пылевидными включениями сульфидов. Наряду с окварцеванием вмещающие породы подвергнуты эпидотизации, биотитизации, мусковитизации и хлоритизации.

По данным Н. Н. Бакуна (1958), послемагматические изменения начинаются с образования на контакте с интрузивными массивами известково-силикатных роговиков, сложенных кварцем, полевым шпатом, кальцитом, гранатом, скаполитом и диопсидом, с которыми ассоциируют сульфиды меди. В песчаниках наблюдаются полевые шпаты, мусковит и турмалин, сопровождающиеся кварцевыми, полевошпат-кварцевыми и турмалин-кварцевыми прожилками (иногда с флюоритом). С отмеченным изменением, по минеральному составу близким грейзенизации, ассоциирует небольшое количество молибденита. В северной части рудного поля широко проявлена альбитизация и эпидотизация песчаников подрудных слоев. Эпидот в ассоциации с кварцем широко развит и в меднорудных слоях.

Хлорит также широко развит, особенно в северной части площади, где он входит в состав кварц-хлоритовых прожилков. Местами хлорит изобилует и в рудоносных песчаниках. При хлоритизации железосодержащий сульфид меди — халькопирит — замещается борнитом и халькозином, содержащими меньше железа. Нередко богатые барит-халькозиновые руды сопровождаются хлоритизацией. Все отмеченные изменения Н. Н. Бакун связывает с явлениями метаморфизма и рассматривает руды как «интенсивно переработанные при метаморфизме древние меденосные осадки». Однако с таким выводом автора согласиться нельзя. Если бы действительно проявлялся столь мощный процесс метаморфизма, то такой подвижный элемент, как медь, при столь многочисленных изменениях был бы вынесен за пределы горизонтов «медистых» песчаников. К тому же грейзены, которые автор выявил впервые, очень сходные по составу с грейзенами, развитыми в других районах, пока никто из исследователей к метаморфическим образованиям не относил. В действительности же все минеральные образования, обнаруженные на Удокане, указывают на проявившийся здесь длительный гидротермальный процесс, более ранние стадии которого — возникновение известково-силикатных роговиков, грейзенизация, альбитизация и эпидотизация — протекали при более высокой температуре, а последующие — окварцевание, хлоритизация и отложение сульфидов — при средней и низкой. К тому же на Удоканском месторождении широко проявлены секущие рудные жилы и прожилки, а при рассмотрении рудных образцов в них часто наблюдаются брекчиевые текстуры, указывающие на проявление тектонических деформаций в процессе рудоотложения.

Гидротермальное происхождение Удоканского месторождения подтверждается также возрастными соотношениями медного оруденения с дайкой габбро-диабазов, пересекающей поперек всю рудоносную синклинали. Согласно Г. А. Юргенсону (1967), дайка с обоих залбандов, пересекая рудоносную пачку слоистых пород, оказывается сама минерализованной на 10 м по мощности. Изменение выражено в интенсивной хлоритизации и тремолитизации габбро-диабазов и в развитии в них просечек и вкрапленности пирита, халькопирита и борнита. Судя по графику, приведенному в работе Л. Ф. Наркелюна и др. (1968), при приближении к дайке габбро-диабазов резко увеличивается концентрация меди в самих песчаниках с 0,5 до 12% и более. Наблюдаемые зако-

номерности упомянутые авторы объясняют ассимиляцией первично осадочных медных руд габброидной магмой. Однако нам представляется более правильным считать, что к моменту формирования медных руд дайка уже существовала, и поэтому резкое обогащение медными минералами контакта дайки по сравнению с меденосными песчаниками вызвано привнесом меди из глубин гидротермальными растворами и благоприятным влиянием химического состава рассматриваемой дайки на рудоотложение. Явлениями же ассимиляции трудно доказать гидротермальное изменение дайки и резкое обогащение приконтактных частей ее сульфидами.

Джезказганское месторождение. Неоднократно рассматривавшееся в литературе Джезказганское месторождение привлекает исследователей пластообразной формой рудных тел, развитых в сероцветных песчаниках и конгломератах и приуроченных к флексуриобразным перегибам, куполам или крыльям сундучных складок. Эти рудные тела распространяются до глубины 300—350 м по падению и сложены халькопиритом, борнитом и халькозином, развитыми в виде вкрапленности либо более богатых полос. Во многих рудных телах на медную минерализацию наложена свинцово-цинковая. В. М. Попов (1953, 1965), Д. Г. Сапожников (1948), Н. М. Страхов (1962), Л. Ф. Наркелюн (1962), Н. П. Дружинин, В. Д. Шутов и другие придерживаются представления об осадочном происхождении этого месторождения. Они пришли к такому выводу вследствие пластовой формы рудных тел, наличия в рудоносных пластах органических веществ, фациального контроля оруденения сероцветными песчаниками и однородности слоистой толщи, по их данным, простого минерального состава руд, распространения оруденения на большой площади, наличия слоистых текстур в рудах, отсутствия контроля оруденения разрывами и складками и некоторых других особенностей.

И. С. Яговкин (1928), К. И. Сатпаев (1962), Ш. Е. Есенов и др. (1961), П. Т. Таджибаева (1964), С. Ш. Сейфуллин, Н. Н. Нуралин (1969), Т. А. Сатпаева (1957) и другие придерживаются представления о гидротермальном происхождении Джезказганского месторождения. Ими показано, что рудоносные горизонты здесь существенно отличаются от безрудных по своим физико-механическим свойствам и химическому составу. В рудоносных горизонтах мало органического вещества (0,01—0,05%). Трещины усыхания, следы дождя и остатки четвероногих позвоночных в рудоносных слоях не оказывали влияния на рудоотложение, так как все эти признаки, характеризующие континентальные условия осадконакопления, развиты и в безрудных слоях.

Вся рудоносная площадь Джезказганского района тяготеет к участку пересечения трех крупных разрывных нарушений (Сатпаев, 1962; Зайцев и др., 1961). Это краевая часть верхнепалеозойской депрессии, ограниченной крупными региональными глубинными разломами и находящейся на сочленении двух нижнепалеозойских складчатых систем, обрамляющих складчатую область Казахстана. В строении депрессии резко различается два структурных этажа. Нижний этаж, или фундамент, сложен интенсивно метаморфизованными дислоцированными нижнепалеозойскими и более ранними породами, прорванными интрузиями различного возраста, состава и масштаба. Породы разбиты глубинными разломами, вследствие чего фундамент имеет отчетливую блоковую структуру с различными амплитудами вертикальных перемещений. Верхний структурный этаж, или чехол, сложен пологозалегающими часто переслаивающимися слабо дислоцированными и метаморфизованными (вдоль разломов) морскими и континентальными отложениями.

К настоящему времени установлено, что изменения в мощностях и литологическом составе пород чехла находятся в прямой связи с блоковым строением фундамента и проявлением тектонических движений по

сети глубоко проникающих разрывных нарушений, активизировавшихся во время средне-верхнепалеозойского осадконакопления (Сатпаев, 1962; Зайцев и др., 1961). С этими же движениями в конце палеозоя связано образование линейных форм складок, брахиоформ и разнообразных флексур. Упомянутые выше три крутопадающих региональных разлома, определивших размещение Джезказганского месторождения, характеризуются тем, что вдоль них в породах фундамента интрузировали среднепалеозойские гранитоиды и образованы змеевики. Разломы эти оживились во время накопления средне-верхнепалеозойских толщ депрессии. В верхнем структурном этаже упомянутые нарушения фиксируются образованиями складок и широким проявлением межпластовой и межформационной трещиноватости, а также трещиноватости, секущей напластование. Таким образом, согласно К. И. Сатпаеву и другим, площадь месторождения располагается в крупном структурном узле, обусловленном развитием разнонаправленных разломов и зон трещиноватости.

Рудолокализирующими оказались складчатые сооружения и разрывные нарушения более высоких порядков, проявившиеся в механически анизотропных слоях (Сатпаев, 1962; Есенов и др., 1961; и др.). Разрывные нарушения обуславливают и зональное размещение минеральных ассоциаций. Оруденение наблюдается не только в пермских песчаниках так называемой джезказганской свиты, но также в известняках визе (Анненский район) и среди кластических образований верхнего девона (Уйтасская антиклиналь). Руды месторождения сформировались в две стадии минерализации: с первой из них связано накопление основных количеств меди, со второй — основных количеств свинца и цинка. Для каждой из этих стадий характерен свой спектр редких элементов: для первой — Re, Mo, Os; для второй — Bi, Au, As, Ag, Cd, Se, Te характерны для обеих стадий минерализации (Сатпаев, 1962). Наряду с пластообразными, линзообразными, лентообразными залежами получили, правда, значительно меньшее развитие и секущие рудные тела. Четко наблюдается наложение минеральных ассоциаций второй стадии на первую, выраженное пересечением медных руд свинцово-цинковыми.

Сторонники осадочного генезиса месторождения — В. М. Попов, Л. Ф. Наркелюн и др. — утверждают, что в случае жильных рудных тел мы имеем дело с так называемыми альпийскими жилами. Однако в данном вопросе следует полностью согласиться с К. И. Сатпаевым, который подчеркнул, что самая верхняя часть палеозойских осадков — джезказганская толща, вмещающая оруденение, никогда не погружалась на сколько-нибудь значительные глубины и соответственно не подвергалась региональному метаморфизму. Толща эта практически сохранена в «первозданном» виде с последующим проявлением лишь следов диагенеза и других вторичных изменений осадков. Поэтому образование «альпийских» рудных жил здесь невозможно, особенно если учесть, что состав первичных руд был медный, а «альпийских» жил — свинцово-цинковый. Медное оруденение в Джезказгане сопровождается гидротермальным изменением вмещающих пород, выраженным в их серицитизации, хлоритизации, карбонатизации и окварцевании, особенно хорошо проявленных в кластических дайках. К изложенному еще следует добавить, что изотопный состав свинцов месторождения Джезказган полностью тождествен изотопному составу свинцов всех других сульфидных месторождений Казахстана, залегающих как в осадочных, так и изверженных породах.

Что же касается изотопного состава серы, то представляют интерес данные Ю. В. Богданова и М. Н. Голубчиной (1969), которые показали, что в пластовых и секущих телах Джезказгана изотопное соотношение S^{32}/S^{34} одинаково. Ф. В. Чухров (1969), анализируя этот вопрос, пришел к выводу, что время отложения биогенной серы и металлов —

меди, свинца, цинка — различно, и соответственно изотопные соотношения серы не дают данных для суждения об источнике металлов.

Медные месторождения Нижней Силезии в Польше. Оруденение связано со слоями цехштейна, залегающими на осадках нижней перми мощностью 500 м, покоящимися на кристаллических сланцах нижнего палеозоя и протерозоя. В составе цехштейна развиты известняки, доломиты с прослоями гипса, мергели, сланцы (меденосные). Верхний цехштейн сложен красными песчаниками и глинистыми сланцами. В стратиграфическом разрезе района устанавливаются помимо упомянутых отложения триаса, юры, мела и неогена. Все породы разбиты серией разрывов. Оруденение залегает в форме пластов и характеризуется преимущественным развитием медных минералов. Месторождение изучалось рядом исследователей — Х. Скупиным, В. Петрашеком, О. Эйзен-траутом, А. Ньюхаузом, Э. Константиновичем и другими, и все они пришли к выводу о его осадочном происхождении. Это месторождение по условиям образования отождествлялось с Мансфельдом, которое, согласно Г. Шнейдерхену, возникло в связи с особой ролью бактерий в минералообразовании. Для доказательства осадочного генезиса месторождений Гродзецкой мульды и Мансфельдского сторонники осадочного генезиса выдвигают следующие факты: большая площадь, занимаемая этими месторождениями и их связь с прибрежно-морскими и морскими осадками; первичный борнит-халькозиновый состав руд; участие бактерий в их образовании; отсутствие непосредственной связи оруденения с магматическими породами.

Ф. Бейшлаг, исследовавший месторождение в 1918 г., и С. Лисякевич (1958), детально изучивший месторождение в последнее десятилетие, пришли к выводу о его гидротермальном происхождении, как и Ц. Х. Вайт (White, 1942), по отношению к Мансфельду. Это подтверждается следующими данными.

1. Оруденение не связано с конкретными фациями пород и не подчиняется единому литологическому контролю, концентрируясь в различных породах разреза цехштейна. Руды особенно интенсивно накапливались в битуминозных мергелистых сланцах, местами в мергелистых известняках, а в предгорьях Судет — в известковых песчаниках.

2. Сульфидная минерализация отмечается в трещинах и стилолитовых швах оолитовых известняков среднего цехштейна.

3. Оруденение сформировалось в две стадии, каждой из которых свойственна присущая ей гипогенная вертикальная зональность.

Минеральные ассоциации каждой стадии в направлении снизу вверх образуют несколько зон. Лучше всего они проявились во вторую стадию, минеральные ассоциации которой в направлении снизу вверх образуют три зоны. В первой из них развиты: галенит, настуран, халькопирит, линнеит, реже арсенопирит и пирит. В верхней зоне главными минералами являются теннантит, тетраэдрит, халькопирит, реже энаргит. Помимо основных компонентов Cu, Zn, Pb, Fe в рудах определены Ag, Mo, Ni, Co, Sb, Bi, Cd, Cr, V, Ti, P, B, Cl, K, Li, Sc.

4. Предполагаемые колонии «оруденелых бактерий» представляют собой продукт распада железо-медных сульфидов в эндогенной восстановительной среде.

5. Наблюдаемые текстуры и структуры взаимных границ, реликтовые, графические, плитчато-ячеистые, распада твердых растворов, фрамбоидные указывают на формирование оруденения путем выполнения пустот и метасоматически.

6. В пределах рудного поля и района проявлена блоковая тектоника и выявляется контроль оруденения крупными разрывами. На месторождении получили развитие разнообразные дорудные трещины, представленные системой сланцеватости и кливажа, а также межпластовые зоны дробления, влияющие на локализацию рудных тел и проявленные в приподошвенной части цехштейна.

С. Лисякевич связывает оруденение с двумя этапами металлогенеза — раннекиммерийским и альпийским.

Гидротермальное происхождение месторождений типа медистых песчаников обосновывается фактическим материалом по конкретным месторождениям и новыми данными по условиям современного накопления металлов в осадочном процессе.

Анализируя геологические факты, выдвигаемые в качестве критериев осадочного происхождения характеризующихся месторождений, мы пришли к выводу, что геологи, придерживающиеся гипотезы осадочного происхождения месторождений типа медистых песчаников, не учитывают в должной мере структурно-геологические позиции этих месторождений, историю геологического развития рудоносных площадей и структурные особенности среды, в которой происходит рудоотложение. В то же время для этих месторождений характерно: а) развитие на рудоносных площадях отложений двух структурных этажей и двух или даже трех-четырех структурных ярусов при одновременной локализации оруденения в верхних из них, характеризующихся пологим залеганием слоистых толщ, подвергнутых дислокации и метаморфизму лишь над глубоко проникающими разломами фундамента, где широким развитием пользуются пологие брахиформные складки, в частности, широкие корытообразные синклинали, купола и флексуры; б) наличие крупных региональных разломов, ограничивающих рудоносные депрессии, и целой серии оперяющих их разрывов, пересекающих породы верхних ярусов и контролирующих условия размещения оруденения; в) блоковое строение фундамента, обусловленное развитием разрывных нарушений, ограничивающих отдельные блоки; г) частое переслаивание рудовмещающих осадочных пород чехла, частая смена в разрезе морских и континентальных пород, характеризующихся резко различными физико-механическими свойствами, и интенсивная деформация наиболее хрупких их разностей вдоль межпластовых срывов с возникновением зон трещиноватости и брекчирования; д) наличие на месторождениях медистых песчаников наряду с высоко-пористыми и трещиноватыми горизонтами слоев малопроницаемых пород, служивших своеобразными экранами для растворов, поступавших из более глубоких горизонтов земной коры в зону рудоотложения; на некоторых месторождениях роль экранов для рудоносных растворов выполняет тектоническая глина; е) приуроченность их не только к песчаникам, но и к другим породам — сланцам различного состава, мергелям, конгломератам, известнякам; в виде вкрапленного состава, мергелям, конгломератам, известнякам; в виде вкрапленно-прожилковых руд они встречаются в интрузивных, в частности габброидных породах, локализуясь вдоль их контактов.

С позиции сложившихся теоретических представлений об осадочном происхождении месторождений медистых песчаников трудно также объяснить ряд установленных закономерностей, к важнейшим из которых относятся: незначительное содержание меди в речных бассейнах — $3,8 \cdot 10^{-6}\%$ и морских водах — $2 \cdot 10^{-7}\%$ при одновременном нахождении значительной части ее в виде взвеси; крайне короткий отрезок времени для накопления в осадках меди при отсутствии скачкообразного изменения равновесия в химическом режиме бассейна либо резкого изменения в характере его питания; незначительные размеры потоков рассеяния меди при разрушении коренных сульфидных месторождений в аридном климате, не превышающие первые сотни метров, а в гумидном достигающие максимум 3—3,5 км; относительно небольшая роль сорбции при накоплении металлов в осадках; отсутствие следов гидродинамических явлений в рудах рудоносных пластов; многостадийность формирования руд и наличие в них спектра редких элементов, сходных со спектром этих же элементов, развитых в медных рудах, залегающих в

изверженных породах; отсутствие конкретных данных о возможности мобилизации металлов из пород при кларковом их содержании в процессе диагенеза и метаморфизма.

Изложенные данные, естественно, не заканчивают дискуссии об условиях формирования месторождений медистых песчаников. Однако мы надеемся, что при дальнейшем их изучении исследователи больше внимания будут уделять структурным условиям локализации оруденения, коллекторским свойствам пород и более критически относиться к сложившимся общим теоретическим представлениям об условиях их образования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакун Н. Н. Условия образования и вторичные изменения осадочных пород Удоканского месторождения медистых песчаников.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 11.
- Бакун Н. Н., Володин Р. Н., Кренделев Ф. П. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 5.
- Беляев Л. И., Овсяный Е. И. Исследования микроэлементов в атмосферных осадках в прибрежном районе в связи с некоторыми вопросами химической океанографии.— В кн.: Гидрохимические материалы, т. 51. Л., Гидрометеиздат, 1969.
- Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Некоторые особенности строения пластовых месторождений меди на примере медистых песчаников Восточной Сибири.— В кн.: Вопросы седиментологии. Докл. сов. геологов к VI Межд. конгр. по седимент. М., Гостеолтехиздат, 1962.
- Богданов Ю. В., Голубчина М. Н. Изотопный состав сульфидной серы стратиформных месторождений меди Олекмо-Витимской горной страны.— Геол. рудных месторождений, 1969, т. 11, № 3.
- Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Э. И., Травин Л. В., Феоктистов В. П. Краткий очерк Кодаро-Удоканской зоны.— В кн.: Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л., «Недра», 1966.
- Бугельский Ю. Ю. Гипергенная миграция рудных компонентов в различных климатических районах.— В кн.: Кора выветривания, вып. 4, М., «Наука», 1962.
- Бугельский Ю. Ю. Миграция рудных компонентов в грунтовых водах районов полиметаллических месторождений, расположенных в различных климатических условиях.— В кн.: Труды Межведомственного совещания по гидрогеохимическому методу поисков рудных месторождений. Изд-во Томского ун-та, 1962.
- Володин Р. Н. Молибденит в рудах Удоканского месторождения медистых песчаников (Северо-восточное Забайкалье).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 1.
- Вольфсон Ф. И., Архангельская В. В. Условия формирования пластовых свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах.— В кн.: Рудные месторождения. Итоги науки 1969 г., М., ВИНТИ, 1970.
- Домарев В. С. Генезис медистых песчаников Северной Родезии по современным представлениям зарубежных геологов.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1958, ч. 87, вып. 1.
- Домарев В. С., Богданов Ю. В. Зональность оруденения в медистых песчаниках Удоканского месторождения.— Геол. рудных месторождений, 1959, № 1.
- Есенов Ш. Е., Бакарасов Е. В., Аргенбаев К. Е. Геолого-структурные особенности северной группы меднорудных месторождений Джезказганского района.— В кн.: Большой Джезказган, кн. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Зайцев Ю. А., Тибай Н. Л., Голубовский В. А., Поталочкин В. М., Мартынова М. В. Геологическое строение Джезказганского района.— В сб.: Большой Джезказган, кн. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Коновалов Г. С., Колесникова Т. Х., Иванова А. А., Куцева П. П., Василенко Т. И. Фтор, бром, иод, марганец, медь и цинк в бассейне р. Волга.— В кн.: Гидрохимические материалы, т. XXXIX. Л., Гидрометеиздат, 1965.
- Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Х. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах крупнейших рек СССР.— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Лисякевич С. Жильные рудные проявления в медном месторождении типа Мансфельда в Северо-Судетской мульде.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 1.
- Люткевич Е. М. Еще о генезисе медистых песчаников Приуралья.— В кн.: Геология и геохимия, сб. 2 (VIII). Л., Гостеолтехиздат, 1958.
- Наркелюн Л. Ф. Геология и оруденение Джезказганского месторождения по материалам рудного района Покро. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Наркелюн Л. Ф., Аносов П. М., Безродных Ю. П., Салихов В. С., Трубачев А. А. Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы.— Тр. СНИИГГИМС, серия Литология и геохимия, Новосибирск, 1969, вып. 98.

- Наркелюн Л. Ф., Безродных Ю. П., Трубачев А. И., Юргенсон Г. А. Особенности геологии и вопросы генезиса Удоканского месторождения медистых песчаников.— В кн.: Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Чита, Изд. Забайкальск. комплексн. научно-исслед. ин-та, 1968.
- Одинцов М. М. К геологии медистых и свинцовых руд нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 2-я серия, 1948, ч. 77, вып. 4.
- Попов В. М. О внутриформационных конгломератах Джезказгана и характере оруденения в них.— Докл. АН СССР. Нов. серия, 1953, т. 91, № 4.
- Попов В. М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса.— В кн.: Проблемы генезиса руд. XXII сессии МГК. М., «Недра», 1964.
- Попов В. М. Медь.— В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1965.
- Резников И. П. К вопросу о генезисе Удоканского месторождения.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Сапожников Д. Г. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана. Изд-во АН СССР, 1948.
- Сатпаев К. И. Основные результаты комплексного геологического изучения и вопросы генезиса Джезказгана.— Геол. рудных месторождений, 1962, т. 4, № 3.
- Сатпаев Т. А. Генетические особенности месторождений типа медистых песчаников по результатам изучения минералогического состава руд. Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1957, вып. 1 (26).
- Сейдуллин С. Ш., Нуралин Н. Н. Геолого-структурные условия формирования месторождения Джезказган. Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Таджибаева П. Т. Литологические исследования джезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.
- Чухров Ф. В. Об изотопном составе серы и вопросах генезиса руд Джезказгана и Удокана.— Геол. рудных месторождений, 1969, т. 11, № 3.
- Шамрай И. А. Механическая сортирующая деятельность моря как фактор морского рудонакопления.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3—4. Изд-во Львовского ун-та, 1956.
- Штрём Э. А. Минеральная зональность в залежах месторождения Джезказган.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения, М., Изд-во иностр. лит., 1958.
- Юргенсон Г. А. Дайки и оруденение на Удоканском медном месторождении.— В кн.: Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья. М., «Недра», 1967.
- Яговкин И. С. Геологические исследования в пределах Джезказганского района. Л., Изд-во Геолкома, 1928.
- Brummer J. J. The Geology of the Roan Antelope ore body.— Bull. Instn Mining. and Metallurgy, № 580, № 582. Discussion, 1955.
- Davidson D. M. The geology and ore deposits of Chambishi, Northern Rhodesia.— Econ. Geol., 1931, v. 26.
- Davis G. R. The origin of the Roan Antelope copper deposits of Northern Rhodesia.— Econ. Geol., 1954, v. 49, № 6.
- Garlick W. G. Reflections on prospecting and ore genesis in Northern Rhodesia.— Trans. Instn Mining Metallurgy, 63, 1953.
- Graton L. C. Roan Antelope geology. Unpublished Company report. (R. A. M. S., Ltd.), 1929.
- Krauskopf K. B. Sedimentary deposits of rare metals.— Econ. Geol. Fiftieth Anniversary Volume, 1905—1955, pt. 1, 1955.
- McNaughton I. H. M. The origin of the Northern Rhodesia Copper deposits.— Bull. Instn Mining and Metallurgy, № 565. Discussion. Bull. Instn Mining. and Metallurgy, 1954, № 567, 570, 579, 577.
- White C. H. Notes on the origin of the Mansfeld (Saxony Germany) copper deposits.— Econ. Geol., 1942, v. 37, № 1.

ИГЕМ АН СССР
Москва

Дата поступления
16.IV.1971

УДК 553.44(575.3)

**КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
В ДОЛОМИТАХ КАЛКАНАТА И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ
СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ СВИНЦОВЫХ РУД**

И. Н. СЕМАШЕВА, Е. Л. АБРАМОВИЧ

Для стратифицированного свинцового месторождения в доломитах, в котором ранее было доказано первично-осадочное накопление металлов, рассматриваются физико-химические процессы постседиментационных стадий рудообразования, причем исходя только из вещественного состава самих пород (без привноса металлов извне). В рудоносном горизонте в стадию седиментогенеза накопились в повышенных количествах Pb, Zn, Cu, Ag и другие металлы, а также органическое вещество. Последнее способствовало интенсивному развитию микробиологического процесса в илах, вызвавшего редукцию сульфатных ионов поровых вод и массовое осаждение сульфидов. В результате этого поровый раствор литифицирующегося осадка приобрел агрессивность, что привело к последующей перекристаллизации доломита, выпадению опала, впоследствии перешедшего в кварц, и переотложению сульфидных минералов с образованием локальных рудных тел внутри горизонтов. Показано, что основное различие постседиментационного минералообразования в рудоносных и безрудных доломитах заключается в неодинаковой интенсивности процесса, что обусловлено в конечном итоге исходным составом и седиментационно-диагенетической структурой первичного осадка.

Рассматриваются некоторые особенности протекания химических реакций в природных средах.

В среднепалеозойской карбонатной формации гор Калканата одним из авторов впервые был описан и выделен новый для Средней Азии тип свинцовых месторождений, названный сингенетично-эпигенетическим (Абрамович, 1957₁₋₃, 1959, 1968). Калканатинские горы расположены на северо-западной окраине Кураминского хребта. Рассеянное свинцовое оруденение, достигающее кондиционных содержаний в небольших участках, приурочено к горизонту доломитов нижней части франского яруса, представляющего основание трансгрессивной карбонатной толщи D₂—C₁. Этот горизонт прослежен более чем на 10 км. Вкрапленность галенита приурочена к пластам черных «искристых» доломитов, отделенных друг от друга либо мергелями, либо известковистыми доломитами с большим количеством кластической примеси. Общая мощность рудоносной пачки карбонатных пород 12—40 м.

Руды локализуются в виде небольших пластообразных тел. Распределение оруденения неравномерное, переходы к вмещающим породам постепенные, поэтому рудные тела оконтуриваются только опробованием. Элементы залегания оруденелых слоев (а также рудных тел) и доломитов совпадают. Содержание свинца более чем в 10 раз выше цинка и достигает 1,0%. Распределение рудных участков с повышенной концентрацией сульфидов в доломитовом горизонте не обнаруживает какой-либо связи с изменениями элементов его залегания. Оруденение пластового типа в доломитах не имеет генетической связи с варисскими разломами первого и второго порядков.

В рудах преобладает галенит, встречаются пирит и сфалерит в форме мелких выделений в зернах галенита. Нерудные минералы, сопутствующие оруденению, представлены перекристаллизованным доломитом (преобладает), баритом и кварцем. Доминируют вкрапленные руды, не выходящие за пределы доломитового пласта; размеры рудных вкрапленников незначительны — от тысячных долей до 1 см. Гораздо меньше развит прожилковый тип руд. В единичных случаях отмечаются руды «брекчиевидной» текстуры.

Среди преобладающих полнокристаллических структур отмечаются скрытокристаллические и гелевые (сферолитовые), а также скелетные кристаллы роста ромбоэдров доломита, пойкилитовые — включения галенита в идиоморфных зернах перекристаллизованного доломита. Возможно, они указывают на перекристаллизацию руд в твердом состоянии.

Рудоносные доломиты отличаются от безрудных повышенными содержаниями органического углерода, свинца, цинка, меди и серебра и пониженным содержанием нерастворимого в соляной кислоте остатка (табл. 1). Своеобразие состава рудоносных доломитов объясняется отложением их в спокойных от волнения участках морского бассейна, куда не привносился терригенный материал.

Таблица 1

Содержания нерастворимого в HCl остатка, органического углерода и малых элементов в доломитах II ритмосвиты (разрез в устье Умбетты-Сая)

№ ритмоподсвиты	Количество проб	%		Баллы по 10-балльной шкале						
		и. о.	Сорг	Fe	Mn	Ti	Ag	Cu	Pb	Zn
1, 2, 3	8	19,4	0,03	9	6	5	0,5	2	1	1,2
4	11	13,6	0,07	8	6,2	5,2	0,8	2,1	2,1	1,8
5 (рудный пласт)	5	5,8	0,07	8	7	4,5	1,8	2,2	3,2	—
6	5	11,0	0,05	8,5	7	5,5	0,5	2	2	1,5

Примечание. Анализы произведены в лабораториях ИГГ АН УзССР, аналитики Е. Д. Гутенберг Г. А. Богослосова.

Характер бассейна был застойным с сероводородным заражением ила, что и привело к образованию в диагенезе сульфидов. Это позволяет говорить о сингенетично-диагенетическом образовании в этой формации всего комплекса рудных (пирит, сфалерит, галенит) и нерудных (доломит, барит, кварц) минералов. Вместе с тем современный облик руд дает основание считать, что в их образовании принимали участие и растворы, циркулирующие в уже сформировавшейся породе.

Химические и микробиологические процессы образования сульфидных минералов в диагенетическую стадию поддаются непосредственному изучению в современных донных илах (Страхов, 1963). Изменения же, претерпеваемые ими в стадию катагенеза непосредственно изучить сложнее, так как здесь все большее значение приобретает фактор геологического времени.

Одна из отличительных особенностей последиагенетических изменений пород и руд — вытеснение микробиологических процессов чисто химическими (Страхов, 1962). Поэтому результаты этих преобразований можно оценивать с точки зрения законов физической химии.

Наше исследование ставит своей целью рассмотрение физико-химической стороны процессов катагенеза, приведших к образованию рудных тел в их современном облике. Поскольку в рудоносном горизонте отсутствуют признаки, указывающие на привнос вещества гидротермальными или иными растворами, то при рассмотрении процессов катагенеза мы исходим только из вещественного состава и свойств самих

пород. Подобные процессы В. Н. Холодов (1970) предлагает называть автогенетическими.

Поскольку рудный пласт еще на стадии диагенеза оказался отличным от всех других пластов, то можно думать, что и последующие преобразования в нем протекали иначе, чем в прочих пластах.

Принято считать, что все процессы, происходившие в иле в стадию диагенеза, протекали при температурах и давлениях, мало отличающихся от современных атмосферных. Поэтому к ним обычно применяют табличные константы и реакции, рассчитанные для нормальных современных условий: $p = 1 \text{ атм}$, $t = 16\text{--}20\text{--}25^\circ \text{С}$.

Образование доломита, как показал Н. М. Страхов (1945), протекает в диагенезе в слабощелочных условиях со значениями $\text{pH} \approx 9$.

Такие условия способствуют растворению терригенных зерен кварца, постоянно присутствующих в осадке. Поэтому поровый раствор доломитового ила в диагенезе обогащался кремнекислотой (Страхов, 1956).

На одной из ранних стадий диагенеза в иле, богатым сульфатами и органическим веществом, мог начаться микробиологический процесс сульфатредукции с образованием сероводорода и осаждением сульфидных минералов.

Как показали исследования Г. Ю. Бутузовой (1969), диагенетические формы сульфидов, образованные при участии микробиологических процессов, морфологически характеризуются наличием колломорфных образований и псевдоморфоз по остаткам организмов, а с точки зрения химического состава — присутствием метастабильных их разновидностей. В изучаемом же нами рудоносном горизонте рудные элементы присутствуют в бисульфидной форме и представлены кристаллическими формами, что говорит о переотложении их химическим путем. Химическое осаждение сульфидов из раствора должно происходить в порядке увеличения их произведений растворимости (ПР). В первую очередь должен был выпасть сульфид свинца ($\text{ПР} = 1 \cdot 10^{-24}$), затем сульфид цинка ($\text{ПР} = 3,1 \cdot 10^{-24}$) и последним — сульфид железа ($\text{ПР} = 4 \cdot 10^{-19}$).

Однако в пласте рудоносных доломитов наблюдаются ассоциации с обратными соотношениями минералов: галенит содержит включения корродированных зерен сфалерита и пирита; сфалерит внедряется в более ранний пирит и обволакивает его зерна. В этих ассоциациях наиболее ранний пирит, следующий — сфалерит и самый поздний — галенит, т. е. наблюдается несоответствие последовательности образования минералов с величинами их произведений растворимости. Учитывая структурно-текстурные особенности рассматриваемых руд, свидетельствующие о почти одновременном образовании рудных минералов и перекристаллизации околорудных выделений доломита, представляется правильным искать объяснение реально наблюдаемой последовательности образования минералов в меняющихся параметрах pH поровых растворов, циркулирующих в доломитах.

Известно, что в процессе осаждения любого сульфида концентрация водородных ионов в растворе не остается постоянной. Так, при осаждении сульфида двухвалентного металла по формуле (1) в раствор выделяется два иона водорода:



Таким образом, в непосредственной близости от образующегося сульфида произойдет увеличение кислотности раствора.

Концентрация же в растворе сульфидных ионов, как известно, обратно пропорциональна квадрату концентрации ионов водорода (Надеинский, 1959; Смит, 1968):

$$[\text{S}^{--}] = \frac{6,84 \cdot 10^{-24}}{[\text{H}^+]^2}. \quad (2)$$

¹ Квадратными скобками изображены концентрации вещества в г-ион/л.

Так, при $pH=7$ $[S^{2-}] = 6,84 \cdot 10^{-10}$ г-ион/л; при $pH=4$ $[S^{2-}] = 6,84 \cdot 10^{-16}$ г-ион/л; при $pH = 2$ $[S^{2-}] = 6,84 \cdot 10^{-20}$ г-ион/л. Другими словами, по мере выпадения сульфидных минералов кислотность раствора в непосредственной близости от них будет расти. Произойдет отравление среды продуктами реакции. Это может привести к замедлению или даже к прекращению выпадения данного сульфида и переносу его раствором в более благоприятную для отложения обстановку.

Таким образом, уже само образование сульфидных минералов способствует значительным колебаниям pH поровых вод. Поэтому при массовом отложении сульфидов наиболее легкорастворимые из них могут тут же начать растворяться — образующийся раствор для них будет уже агрессивным. В соответствии с величинами произведений растворимости в первую очередь должен раствориться пирит, а затем сфалерит и позже всех — галенит. Видимо, в шлифах (Абрамович, 1968), мы и наблюдали результаты подобных процессов. Во всех парагенетических ассоциациях минералов ранними оказываются более растворимые сульфиды — пирит и сфалерит. При этом они всегда несут на себе явные следы растворения. Галенит, сопровождаемый другими сульфидами, часто выполняет жеодоподобные полости. Это объясняется тем, что он может растворяться и транспортироваться только очень кислыми растворами, агрессивными для всех остальных сульфидов и особенно карбонатов. Такие кислые растворы могли перемещаться в доломитах только благодаря наличию в поровом растворе последних кремнекислоты, которая, коагулируя в кислой среде, изолирует карбонатную породу от агрессивного раствора. Часто наблюдаемые в доломитах трещинки и полости, отороченные призматическим кварцем, и представляют собой, по-видимому, следы движения таких растворов.

В тех местах, где раствор прорывался сквозь пленку гелеобразной кремнекислоты в карбонатный литифицирующийся осадок, последний растворялся, величина pH повышалась и раствор сбрасывал в образующуюся жеодоподобную полость свой полезный груз — сульфидные минералы.

Из сказанного следует, что водородные ионы в поровых растворах могли появиться в результате реакции образования самих сульфидных минералов. Если это так, то очевидно, что чем больше в породе сульфидов, тем больше мы должны наблюдать и признаков, характеризующих взаимодействие кислых вод с вмещающими породами. В чем же может выразиться это взаимодействие в доломитах?

Во-первых, кислые растворы должны привести к растворению и перекристаллизации доломита. Во-вторых, кислая среда способствует коагуляции находящейся в поровом растворе кремнекислоты. Поэтому присутствие в доломитах перекристаллизованных участков в ассоциации с аутигенным кремнеземом может служить доказательством переработки породы кислыми водами. А наличие в этой же ассоциации сульфидных минералов в сочетании с отсутствием признаков гидротермальной проработки породы, будет говорить в пользу того, что изменения в доломитах являются следствием процесса сульфидообразования.

При характеристике состава и строения рудоносных доломитов ранее нами отмечалось следующее: «...доломит перекристаллизованный фиксируется на участках доломитовых пород, не обладающих никакими признаками трещиноватости. Образует неправильной формы участки, тесно ассоциирующие с рудными выделениями ... Не встречается почти ни одного участка перекристаллизованного доломита, не содержащего хотя бы минимального количества призматического кварца;

...руды.... характеризуются неравномерно распределенной бедной вкрапленностью галенита, сопровождающейся локальной (только вокруг рудных выделений) перекристаллизацией вмещающих доломитов...» (Абрамович, 1968, стр. 109, 114, 115).

Из приведенных описаний видно, что перекристаллизация пород с выделением аутигенного кварца находится в тесной пространственной и генетической связи с сульфидной минерализацией и, по-видимому, вызвана последней.

Катагенетические изменения пород, пространственно связанные с выделениями сульфидов, подобные описанным, встречаются не только в рудоносных доломитах. Они характерны для всех доломитов, обладающих кристаллически-зернистыми структурами, но наиболее ярко выражены именно в рудоносных доломитах, содержащих максимальные количества сульфидных минералов. Поэтому принципиальной разницы между процессами катагенетического переотложения сульфидов в рудоносных и безрудных доломитах, тоже обладающих кристаллически-зернистыми структурами, нет. Отличие заключается только в вещественном составе сульфидов, их количественном значении (в безрудных отмечается лишь редкая вкрапленность пирита) и в интенсивности процесса. А так как только рудоносные доломиты оказались в силу специфической фациальной обстановки осадконакопления обогащенными рудными металлами и органическим веществом, то и процессы сульфат-редукции с образованием сульфидных минералов протекали в них более интенсивно, чем в безрудных. Это в свою очередь предопределило и более интенсивное катагенетическое преобразование рудоносных доломитов.

Криптокристаллические доломиты содержат 12% нерастворимого в HCl остатка, состоящего главным образом из глинистых и алевроитовых частиц, а кристаллически-зернистые — в среднем 7,7%.

Как показал Г. А. Каледа (Каледа, 1955; Каледа, Калистова, 1970), примесь глинистого вещества в карбонатных породах препятствует их перекристаллизации, а следовательно, и увеличению их проницаемости. Поэтому криптокристаллические доломиты оказались наименее проницаемыми для растворов, и процессы катагенетического перераспределения сульфидов железа в них практически не имели места.

В этих доломитах рудная (пиритовая) минерализация представлена в виде тонкой рассеянной (пылевидной) вкрапленности.

Из сказанного следует, что структурные особенности доломитов, которые в свою очередь являются функцией их вещественного состава, играют существенную роль в процессах катагенетического перераспределения в них рудного вещества. В случае зернистых — проницаемых структур процессы перераспределения протекают интенсивно и при наличии повышенных содержаний седиментационно-диагенетических рудных минералов могут привести к образованию обогащенных участков и рудных тел. В случае же плохо проницаемых структур катагенетическое перераспределение в них практически не идет.

Итак, в результате образования сульфидов поровый раствор обогащается водородными ионами. Это влечет за собой растворение и перекристаллизацию доломита и коагуляцию кремнекислоты. Возникает вопрос, а достаточно ли агрессивны были поровые воды для переотложения рудных минералов? Другими словами, можно ли объяснить процессы катагенетического преобразования породы, включая и переотложение сульфидов, исходя только из величины кислотности поровых растворов, порождаемой реакцией образования сульфидных минералов, или же играли роль и другие факторы?

В аналитической химии осаждение вещества считается полным, когда его концентрация в растворе не превышает $1 \cdot 10^{-5}\%$. Если условно принять эту величину за начало растворения сульфидов в доломитах, то из данных табл. 2 следует, что концентрация иона Fe^{2+} в растворе при $\text{pH}=4$ уже превышает $1 \cdot 10^{-5}\%$; следовательно, при этом значении pH сульфид железа будет растворяться. Сульфиды же цинка и свинца начнут растворяться при $\text{pH} \approx 1$. Такие величины pH слишком низки,

чтобы иметь геологическое значение. Вместе с тем, сравнивая последовательность, в которой растворяются сульфиды металлов по мере увеличения кислотности раствора, обнаруживаем ее совпадение с реально наблюдаемой последовательностью образования рудных минералов. Трудно себе представить, чтобы в природных условиях при преобразовании нормальных морских осадков величина рН могла опускаться до таких низких значений. Поэтому рассмотрим особенности протекания химических реакций в лабораторных и природных условиях.

В лабораторной практике реакции протекают практически мгновенно. Для их осуществления специально подбираются оптимальные условия, которые в природе практически не существуют. Этот недостаток природных реакций компенсируется большой их длительностью, неприменимой в лаборатории, что и является одним из существеннейших различий между природными и искусственными процессами. Конечный же результат может получиться одинаковым. Так, если в лаборатории на модельных растворах концентрацией металла в растворе, равной $1 \cdot 10^{-5}\%$, пренебрегают и считают ее за нулевую, то в пласте в растворах такой же и даже меньшей концентрации, видимо, могли продолжаться осуществляться процессы переноса и отложения металлов.

Если мы условно за нулевую концентрацию элемента в катагенезе примем $1 \cdot 10^{-7}\%$, то, согласно данным табл. 2, сульфид железа начнет растворяться уже при $\text{pH}=5$, сульфид цинка — при $\text{pH}=3$, сульфид свинца — при $\text{pH} \approx 2$. Но при таких параметрах среды процессы растворения сульфидов будут идти во много раз медленнее, чем в лабораторных условиях. Однако именно замедленность течения химических реакций и характерна для природных процессов.

Таким образом, при температурах $20\text{--}25^\circ\text{C}$ сульфиды в медленно идущих процессах могут растворяться и переотлагаться и менее кислыми водами, чем это следует из данных, применимых к лабораторным условиям. Изучаемые же породы перекрываются более молодыми отложениями общей мощностью более 2000 м. Следовательно, они и опускались до этой глубины. Если принять геотермический градиент равным 1° на 30 м, то породы (а следовательно, и поровые воды) могли быть нагреты до $90\text{--}100^\circ\text{C}$. Известно, что с увеличением температуры растворяющая способность воды увеличивается. Поэтому при одной и той же кислотности высокотемпературный раствор будет более агрессивным, чем низкотемпературный. Это подтверждается и данными табл. 3, в которой приведены величины растворимости сульфидов в воде с $\text{pH}=7$ по мере увеличения температуры (Смит, 1968, стр. 271).

Из табл. 3 видно, что растворимость PbS в воде с $\text{pH}=7$ при повышении температуры от 25 до 100°C увеличилась на целый порядок, а ZnS — более, чем на три порядка.

Таблица 2

Концентрации ионов металлов; остающихся неосажденными в растворах, насыщенных H_2S , после осаждения сульфидов при разных значениях рН

рН	Ионы		
	Fe	Zn	Pb
7	$5,5 \cdot 10^{-11}$		
5	$5,5 \cdot 10^{-7}$	$1,1 \cdot 10^{-12}$	
3	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-11}$
1		$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$
0,3			$1 \cdot 10^{-4}$

Расчеты выполнены по формулам, приведенным в работе Б. П. Наденского (1959, стр. 237—239).

Таблица 3

Вычисленные растворимости сульфидов в воде при $\text{pH}=7$, г·моль/л

Соединение	25°C	100°C	200°C
ZnS	$1,42 \cdot 10^{-7}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$2,27 \cdot 10^{-2}$
PbS	$8,65 \cdot 10^{-9}$	$8,9 \cdot 10^{-8}$	$2,1 \cdot 10^{-6}$

Кроме того, известно, что поровые воды по своим свойствам отличаются от обычной воды (Блох, 1970). Их поверхностная температура всегда выше, чем реальная температура окружающей среды. Это еще больше увеличивает способность этих вод к растворению сульфидов.

Суммируя все факты, способствующие увеличению растворяющей способности поровых вод, и учитывая длительность протекания реакций в геологических объектах, можно принять, что величина химической активности поровых вод была достаточной для того, чтобы произвести все катагенетические преобразования в рудоносных доломитах, включая растворение и переотложение самих сульфидных минералов. Что же касается величин pH начала растворения сульфидов, рассчитанных по табличным данным, то, видимо, они в природных условиях не имеют реального физического смысла, так как последние существенно отличаются от лабораторных.

Итак, процессы, имевшие место в доломитах и приведшие к образованию всех наблюдаемых ныне в них парагенетических ассоциаций минералов, с необходимостью вытекают из вещественного состава, химических свойств, структурных особенностей и термодинамических условий существования пород. Для объяснения процессов катагенетического перераспределения вещества мы не использовали никаких привходящих факторов, генетически не связанных с естественным развитием рассматриваемых пород. Неодинаковое течение этих процессов в рудоносных и безрудных доломитах обусловлено только различием их состава и структуры. Поэтому совокупность факторов, вызывающих растворение, переотложение и перекристаллизацию вещества в катагенезе, можно рассматривать как систему, называемую в кибернетике управляющей.

Для того, чтобы начались процессы катагенетического перераспределения вещества с образованием рудных тел, необходимо наличие в породах диагенетических сульфидов. За начало катагенетических процессов в доломитах, видимо, следует принять момент, когда в грунтовой реакции накопятся и начнут взаимодействовать с породой продукты реакции сульфидообразования — водородные ионы.

В рассматриваемой нами природной кибернетической системе наличие все четыре элемента управления процессом: объект управления, исполнительный механизм, чувствительный элемент и преобразователь информации.

Объектом управления можно считать элементарный акт образования или растворения аутигенного минерала; исполнительным механизмом — концентрации ионов, участвующих в реакциях. В зависимости от концентрации ионов в соответствии с величинами их произведений растворимости будет происходить растворение или отложение соответствующих минералов или же они будут инертны в данном растворе. Регулируется образование или растворение минералов физико-химическими параметрами раствора (концентрацией солей, величинами pH и Eh , температурой, давлением, физическим состоянием воды и т. д.). С изменением этих параметров меняется растворимость минералов. Поэтому группу физико-химических факторов можно отождествить с чувствительным элементом системы. И, наконец, фактором, от которого зависит подвижность грунтового раствора, а следовательно, и возможность привноса свежих ионов и выноса продуктов реакции, является структура породы. Этот фактор можно отождествить с преобразователем информации в других кибернетических системах. Именно от него зависит, получат ли процессы преобразования породы свое полное развитие или же приостановятся на какой-либо ранней стадии.

Выводы. 1. Основываясь на представлениях о первично-седиментационном накоплении рудного вещества в доломитах, рассмотрена возможность образования рудных тел в их современном облике, причем исходя только из состава и свойств первичного осадка.

2. В результате реакции образования сульфидов в поровый раствор выделяются ионы водорода. Это может вызвать изменение вмещающих пород — перекристаллизацию доломита и коагуляцию кремнекислоты, а также растворение и переотложение сульфидных минералов вплоть до образования рудных тел.

3. Показано, что для развития катагенетического перераспределения вещества необходимо, чтобы порода обладала достаточно проницаемой для растворов структурой.

4. Совокупность факторов, вызывающих процессы перераспределения вещества в доломитах, отождествляется с кибернетической управляющей системой.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Е. Л. К вопросу о накоплении свинца в отложениях D_{2+3} приташкентского района.— Докл. АН СССР, 1967, т. 116, № 5.
- Абрамович Е. Л. Особенности распределения железа, марганца, меди и малых элементов в осадочных породах D_{2+3} приташкентского района.— Докл. АН СССР, 1967, т. 116, № 3.
- Абрамович Е. Л. Фациальная характеристика средне- и верхнедевонских отложений приташкентского района на участке гор Калканата и возможность сингенетического накопления свинца в доломитах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 3.
- Абрамович Е. Л. О генезисе полиметаллического оруденения пластового типа в доломитах Калканата (приташкентский район).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 11.
- Абрамович Е. Л. Стратифицированные свинцовые месторождения Калканаты. Ташкент, ФАН, 1968.
- Блох А. М. О соответствии свойств связанной воды в минеральных системах свойствам воды при повышенных температурах.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 5.
- Бутузова Г. Ю. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.
- Каледа Г. А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород.— В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 2. Изд-во Львовск. ун-та, 1955.
- Каледа Г. А., Калистова Е. А. Перекристаллизация карбонатных пород палеозоя Русской платформы.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Надеинский Б. П. Теоретические обоснования и расчеты в аналитической химии. М., «Высшая школа», 1959.
- Смит Г. Ф. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968.
- Страхов Н. М. Доломитовые осадки озера Балхаш и их значение для познания процессов доломитообразования.— Сов. геол., 1945, № 4.
- Страхов Н. М. К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской Луки.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1956, в. 4.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Холодов В. Н. О терминах, применяемых при изучении вторичных изменений осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.

Институт Геологии и Геофизики
АН Узбекской ССР
Ташкент

Дата поступления
10.III.1971

УДК 550.4 : 549.231 (476)

ФОРМЫ И ДИНАМИКА СЕРЫ В ТОРФАХ И ОСАДКАХ ОЗЕР БЕЛОРУССИИ

**К. И. ЛУКАШЕВ, В. А. КОВАЛЕВ, А. Л. ЖУХОВИЦКАЯ,
В. А. ГЕНЕРАЛОВА, А. А. СОКОЛОВСКАЯ**

В торфах и осадках озер Белоруссии определены основные формы серы (моносulfидная, свободная, sulfатная, дисulfидная и органическая). Рассмотрены их взаимные превращения в связи с сезонной динамикой среды, различиями привноса минерального вещества и органической массы.

В условиях регионального заболачивания платформенных участков суши процессы озерного осадкообразования и торфообразования связаны общностью ландшафтной обстановки, в то же время заметно различаясь по составу образующихся осадков и динамике среды. В свою очередь это обуславливает специфичность поведения химических элементов на всех стадиях литификации илов и торфов. Если формирование вещественного состава озерного осадка происходит в тесном взаимодействии со свободной водной массой, а влияние внешней сезонной гидротермической обстановки на диагенетические процессы проявлено в относительно мягких формах (явления циркуляции) и затрагивает лишь самый верхний слой донных отложений, то те же явления в торфяниках в большей мере определяются поверхностными факторами среды: сезонной динамикой грунтовых вод, аэрацией, температурой, жизнедеятельностью организмов.

Озерные котловины являются участками местной аккумуляции продуктов коры выветривания. Торфяники же наряду с накопительной функцией в отношении органического вещества выполняют и важнейшую транзитную роль, способствуя более глубокому преобразованию химического состава твердых и растворенных продуктов коры выветривания, изменению форм их миграции. Реки, дренирующие заболоченные территории, заметно обогащены железом с преобладанием растворенной формы. Значительные его массы накапливаются в самих торфах, испытывая при этом ряд циклических превращений в зависимости от сезонных факторов среды. Чрезвычайно характерной особенностью вод торфяников является резко пониженное содержание в них sulfатных ионов.

Десульфатизация поверхностных и грунтовых вод, фильтрующихся через торф, отражает, таким образом, специфику процессов раннего диагенеза болотных отложений. С этой стадией совпадает образование начальных минеральных фаз, свойственных континентальным угленосным толщам и исчезающих в ходе дальнейшей углефикации органической массы торфа.

Указанное выше явилось предпосылкой для изучения форм серы в торфах и озерных осадках Белоруссии, тектонические и геолого-геомор-

Содержание $\text{SO}_4^{''}$ в водах рек, ручьев и озер, связанных с торфяниками

Река, озеро, ручей	Торфяной массив	Водный режим торфяного массива	$\text{SO}_4^{''}$, мг/л	Минерализация, мг/л
р. Сервечь (приток р. Вилии)	Сервечь, Докшицкий район, Витебская область	Неосушенный	Н. о.	208,09
руч. Мордвин (правый приток р. Припяти)	Голубицкое, Петриковский район, Гомельская область	То же	Н. о.	72,22
р. Лебедевка (приток р. Прони)	Зарыштовье, Горещкий район, Могилевская область	Осушенный	3,29	516,79
р. Зуйка (приток р. Вилии)	Синюха, Вилейский район, Минская область	То же	4,53	390,44
оз. Безымянное	Сервечь, Докшицкий район, Витебская область	Неосушенный	Н. о.	7,36
оз. Бездонное	Ходцы, Сенненский район, Витебская область	То же	1,20	30,00
оз. Слободское	Суражинское, Вилейский район, Минская область	» »	2,88	8,56
оз. Сивчанское	То же	» »	4,11	8,65

фологические условия которой близки к соответствующим условиям лимнических угленосных бассейнов платформенного типа.

Источником серы, поступающей в торфяники и озера Белоруссии, являются четвертичные отложения ледникового комплекса, при выветривании которых сульфаты выщелачиваются одними из первых. В грунтовых водах сернокислых солей обычно около 20 мг/л. Преобладают воды гидрокарбонатного кальциевого состава, в которых аниону $\text{SO}_4^{''}$ принадлежит второе место. Лишь в отдельных случаях, когда грунтовые водотоки связаны с подземными водами дочетвертичных отложений, содержание сульфат-иона достигает 100 мг/л.

В речных и озерных водах концентрация сульфатов редко превышает 15 мг/л. На общем фоне невысокой сульфатности выделяются воды болотных массивов, а также связанных с ними текучих водотоков и небольших озерных водоемов, где содержание сульфат-иона снижается до 2—4 мг/л (озерные воды), а в болотных — до аналитического нуля (табл. 1).

Изменение состава вод, их метаморфизация являются характерной особенностью и следствием развития торфяно-болотного процесса. При этом десульфатизацию можно рассматривать как часть общего превращения минерального вещества, приводящего к динамике компонентов жесткости, железа, нитратов, изменению минерализации и геохимических свойств водных растворов (Геохимическая..., 1966).

С чисто химических позиций снижение сульфатности вод может обуславливаться двумя причинами: восстановлением до сероводорода и поглощением ионов сульфата за счет сорбции и процессов метаболизма. В обоих случаях должны образовываться вещества, в которых сера связана в виде нерастворимых минеральных или органических соединений.

Анализ форм серы в торфах и озерных осадках проводился по методу Э. А. Остроумова (1953) и И. И. Волкова (1959). Непосредственно в полевой лаборатории из влажных навесок (20—30 г) определялось содержание серы моносulfидной. Остальные формы: сера свободная, сульфатов, дисульфидов и органическая — определялись из той же навески в стационарных условиях. Оценка общего содержания серы проводилась из отдельных навесок двумя методами: весовым (в виде BaSO_4) и иодометрически — с предварительным восстановлением до сероводорода ($\text{H}_3\text{PO}_4 + \text{SnCl}_2$), как это делалось для всех форм.

Сопоставление расчетного баланса отдельных компонентов с общим содержанием серы позволило контролировать точность определений и

№ п. п.	Место отбора пробы	№ образца, глубина, м	Тип торфа	Степень разложения, %	Влажность, %	Зольность, %
1	Торфяной массив Выгоношенское, Ивацевичский район, неосушенный; разрез в средней части торфяника	В-1-3 0,45—0,60	Осоковый	25	88,82	6,38
2	То же	В-1-5 1,75—2,40	Тростниковый	45	86,78	9,35
3	» »	В-1-7 3,20—3,60	Гипновый	25	87,47	21,47
4	Торфяной массив Выгоношенское, разрез в западной части массива, вблизи канавы 1	В-2-4 1,10—1,60	Тростниковый	30	87,14	10,65
5	То же, со дна канавы	В-2-8 1,0	Торфяной ил	—	96,72	26,07
6	Торфяной массив Городищенское, Пинский район, неосушенный пойменный торфяник; разрез в центральной части	Гор-1-1 0,05—0,10	Тростниково-осоковый	40	86,86	15,97
7	То же	Гор-1-4 0,6—1,0	Тростниковый	30—35	84,97	27,66
8	» »	Гор-1-7 1,65—2,0	Оторфованный глинистый ил	—	60,12	76,72
9	» »	Гор-1-8 2,0—2,05	То же	—	57,45	79,21

* Свободная сера не определялась; 1 — % абсолютно сухого вещества; 2 — % от общей серы.

оценить относительную погрешность анализов. При расчете на абсолютно сухое вещество она колебалась в среднем на $\pm 4\%$.

Изучение форм серы в торфах производилось с учетом водного режима болотных массивов (нормальное увлажнение и частичное осушение), условий минерального питания (широкая заболоченная низина и речная пойма), ботанического состава, зольности.

В соответствии с малым поступлением минерального вещества содержание общей серы в торфах Выгоношенского массива (табл. 2, № 1—3) не превышало 0,15%. Расположенный в центре обширной низины Полесья, этот массив характеризует поведение серы в условиях ограниченной динамики вещества и среды, которые способствовали почти равномерному распределению основных содержащих серу компонентов. Органическая сера и сера дисульфидов мало дифференцированы по разрезу и составляют до 80% общего содержания серы. При этом на долю органосвязанной серы приходится 40—60%, сульфидной — 20—40%. В распределении органических соединений серы по разрезу торфяника не наблюдается какой-либо определенной закономерности, однако можно говорить о тенденции к накоплению с глубиной дисульфидных и моносulfидных форм. Последняя связывает минимальное количество серы (до 3% от общей). Она не всегда обнаруживается, особенно в верхних горизонтах залежи.

Высоковалентные неорганические соединения — сульфаты и элементарная сера — в количественном выражении занимают промежуточное положение между ди- и моносulfидами. Свободная сера обнаружена во всех анализированных образцах. Наряду с органической, пиритной и сульфатной она является четвертой основной формой, несмотря на невысокие абсолютные концентрации (0,002—0,008%).

Более контрастно выглядит распределение серусодержащих соединений по разрезу торфяного массива Городищенское, сильно обводненного.

форм серы в торфах

Формы серы										Общая, %	
Моносульфидная		Свободная		Сульфатная		Дисульфидная		Органическая		сумма по формам	валовая
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2		
Н. о.	—	—	—	0,019	17,12	0,031*	27,93	0,061	54,95	0,111	0,116
Н. о.	—	—	—	0,026	19,55	0,051*	38,34	0,056	42,11	0,133	0,110
0,004	2,71	—	—	0,029	20,44	0,051*	35,41	0,060	41,44	0,144	0,137
Н. о.	—	—	—	0,026	18,98	0,075*	54,74	0,036	26,28	0,137	0,149
0,008	3,11	—	—	0,093	36,19	0,101*	39,30	0,055	21,40	0,257	0,236
0,006	3,11	0,008	4,14	0,037	19,19	0,049	25,38	0,093	48,18	0,193	0,224
0,001	0,24	—	—	0,064	15,53	0,114	27,67	0,233	56,56	0,412	0,398
0,001	0,29	0,004	1,17	0,013	3,79	0,149	43,44	0,176	51,31	0,343	0,356
0,001	0,43	0,002	0,85	0,016	6,81	0,132	56,17	0,084	35,74	0,235	0,237

расположенного в пойме р. Припяти. При несколько более высоком общем содержании серы в связи с очевидным влиянием речных и паводковых вод здесь отмечается почти закономерное увеличение дисульфидов в более глубоких слоях залежи с одновременным снижением количества сульфатов.

Обособленно показано в табл. 2 распределение форм серы в образцах из другого участка Выгонощенского массива. Оба образца отобраны почти с одинаковой глубины: один (№ 4) — из торфяной залежи, другой (№ 5) — со дна старой дренажной канавы, доверху заполненной илистой торфяной массой. Сравнительно высокое содержание моносulfида, почти равновеликое количество сульфатов и дисульфидных форм (36—39%) сближает торфяной ил с озерными осадками.

Для осадков озерного генезиса в целом характерно большее разнообразие в количественных сочетаниях различных соединений серы (табл. 3).

При большем общем содержании в зависимости от типа осадка, а главным образом от места его отложения (литораль, пелагиаль, поверхностный слой или толща осадков) и, следовательно, условий привноса серы, железа, кислорода, органического вещества и других факторов в озерных отложениях присутствуют в разных сочетаниях в основном четыре формы — моносulfиды, сульфаты, дисульфиды и органические соединения. Преобладают сульфиды и сульфаты, подчиненное значение имеют сера, связанная с органическим веществом, и почти ничтожное (не улавливается количественно) — свободная сера. Моносulfид — основной компонент поверхностных литоральных песков и пелагиальных иловых отложений. Его содержание в таких осадках может достигать 50% общей серы. Суммарное количество моносulfидов и сульфатов составляет 60—70%; 10—30% принадлежит то дисульфидным, то органическим компонентам. С углублением в озерную толщу содержание моно-

№ п. п.	Место отбора пробы	№ образца, глубина, м	Тип осадка	Влажность, %	Зольность, %
1	Оз. Сарро, Сенненский район, Витебская область, литораль, глубина 2,3 м	695 0,0—0,5	Песок заиленный	58,40	94,32
2	То же, литораль, глубина 2,5 м	678 0,0—0,5	То же	54,68	97,77
3	То же, литораль, глубина 4,0 м	691 0,0—0,7	» »	72,09	97,78
4	То же, пелагеаль, глубина 32,4 м	668 0,0—0,5	Глинистый ил	81,55	86,05
5	То же, пелагеаль, буровая проба	669 1,2—1,5	То же	79,95	84,53
6	Оз. Бобровицкое, Ивацевичский район, Брестская область, литораль, глубина 1,0 м	721 0,0—0,5	Торфосапропель опесчаненный	69,11	72,11
7	То же, центр озера, глубина 1,5 м	715 0,0—0,5	Кремнеземистый сапропель	96,45	30,74
8	То же, центр озера, скв. 4	832 0,0—0,5	То же	96,91	32,19
9	» »	791 7,2—7,5	» »	93,23	27,79
10	» »	741 12,3—12,5	Глинистый сапропель	77,46	72,11
11	Оз. Горельково, Сенненский район, пелагеаль, глубина 8,0 м	686 0,0—0,5	Кремнеземистый сапропель	93,40	45,67

* Свободная сера не определялась; 1 — % от абсолютно сухого вещества; 2 — % от общей серы.

сульфида сокращается (№ 5, 9, 10), возрастает относительная роль дисульфидов, которые в сумме с сульфатами составляют 80—90%. В отличие от торфов в озерных осадках количество серусодержащих органических соединений не превышает 20% общей серы. В то же время сама органическая масса озерных илов не отличается существенно от соответствующих компонентов торфа, а в ряде случаев даже более серниста.

Распределение основных форм серы в торфах и озерных осадках показано на фигуре.

Констатируем несколько фактических положений.

1. В торфяных и озерных осадках присутствуют все пять выделяемых путем химического анализа форм соединений серы.

2. В торфах преобладают органические и дисульфидные соединения, меньшую роль играют сульфаты и свободная сера; моносulfиды связывают минимальные количества серы; в верхних горизонтах торфяной залежи они часто отсутствуют.

3. По разрезу торфяника наблюдается тенденция к увеличению дисульфидных форм при сокращении количества сульфатов.

4. В озерных осадках основными формами являются сульфаты и моносulfиды, подчиненное значение имеют дисульфидные и органические соединения; элементарная сера обнаруживается лишь качественно.

5. По разрезу озерных отложений наблюдается снижение содержания моносulfидов и сульфатов при одновременном росте дисульфидных форм.

Изложенное выше позволяет подойти к объяснению столь характерного для торфяников процесса десульфатизации грунтовых вод. Последний связан, очевидно, с образованием относительно устойчивых в торфах

серы в озерных осадках

Моносulfидная		Свободная		Сульфатная		Дисульфидная		Органическая		Общая, %	
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	Сумма по формам	Валовая
0,085	48,85	Н. опр.	—	0,021	12,07	0,043	24,71	0,025	14,37	0,174	—
0,078	31,84	—	—	0,098	40,00	0,025*	10,20	0,044	17,96	0,245	0,245
0,051	29,82	—	—	0,053	30,99	0,030*	17,54	0,037	21,65	0,171	—
0,084	22,76	Следы	—	0,158	42,82	0,058	15,72	0,069	18,70	0,369	0,360
0,026	6,15	—	—	0,294	69,50	0,050*	11,82	0,053	12,53	0,423	0,423
0,002	3,28	—	—	0,014	22,95	0,019*	31,15	0,026	42,62	0,061	0,062
0,039	12,62	Следы	—	0,104	33,66	0,076	24,60	0,090	29,12	0,309	0,290
0,016	8,25	Следы	—	0,256	52,03	0,139	28,25	0,081	16,47	0,432	—
0,009	2,08	—	—	0,077	17,78	0,307*	70,90	0,040	9,24	0,433	0,520
0,014	4,26	—	—	0,145	44,07	0,142*	43,16	0,028	8,51	0,329	0,327
0,124	29,11	—	—	0,142	33,33	0,053*	12,44	0,107	25,12	0,426	—

нерастворимых дисульфидных и в меньшей мере органических соединений серы. Механизм реакций определяется общим круговоротом серо-содержащего вещества, скорость которого зависит от динамики среды, интенсивности привноса и выноса компонентов, их реакционной способности, растворимости, характера микробиологических процессов. Неполнота наших знаний относительно перечисленных факторов, с одной стороны, геохимический подход к интерпретации рассматриваемых явлений; с другой — требуют прежде всего оценки влияния динамики среды. Имеющиеся в этом отношении сведения позволяют говорить о сезонной цикличности окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий, потенциал-определяющими компонентами которых являются главным образом кислород-гидроксильная и ферро-ферритная системы (Лукашев, Ковалев, 1969).

Исходя из этих соображений и стремясь абстрагироваться в какой-то мере от влияния других факторов, анализированные на содержание форм серы образцы поместили в чашки и выдерживали в условиях свободного доступа воздуха в течение месяца.

Как и следовало предполагать, избыток кислорода при отсутствии или замедленном действии остальных факторов вызвал смещение состояния окислительно-восстановительных систем элементов. Увеличились абсолютные количества и относительная роль соединений высших валентностей — S^{6-} , Fe^{3+} , снизилось содержание S^{2-} , Fe^{2+} (табл. 4). В соответствии с большей массой вещества, вовлекаемого в оборот, окисление привело к переходу более 30% железа из двухвалентного в трехвалентное состояние. Частично окислились подвижные закисные соединения, растворимые в слабой кислоте (карбонаты, феррогидрит, возможно, гуматы), железо пирита и некоторая часть устойчивых, нерастворимых в

Форма серы	Содержание, % от $S_{\text{общ}}$						
	10	20	30	40	50	60	70
Органическая	xx	x x x x x x	x x x	•	• x	• • • •	
Пиритная	xxx	x x	x ₁ x ₂ x ₃ x ₄ x ₅	• • • x •	• •		x
Сульфатная	• •	x • • • • x		x • x x x	x		x
Моносульфидная	x ₁ x ₂ x ₃ x ₄ x ₅	x	x x x		x		

• 1 x 2

Распределение основных форм серы в торфах и озерных осадках

1 — торфа; 2 — озерные отложения

5%-ной HCl форм. В торфах полностью исчез моносульфид (№ 1—4), несколько возросло количество свободной и сократилось количество органической серы, увеличилось содержание сульфатов, уменьшилась доля дисульфидной формы. При этом выявились существенные различия в динамике окисления. Если в типичных торфах (№ 1, 2) дисульфиды практически мало изменились, то в подстилающих их отложениях озерного типа (№ 3, 4) они окислились на 18—28%, почти полностью превратившись в сульфаты.

В образцах озерных осадков (№ 5, 6), где преобладающей формой был моносульфид, окисление затронуло прежде всего эту форму; на 5—15% сократилось содержание дисульфидов, появилась элементарная сера, значительно увеличилось количество сульфатов.

Рассматривая проведенный эксперимент как попытку оценить динамику серы в окислительных условиях, можно говорить о разной скорости окисления моносульфидной и дисульфидной серы, с одной стороны, и о разной устойчивости дисульфидов торфа и озерных осадков — с другой.

Такой же вывод следует из определения форм серы в торфах из массивов, затронутых осушением, причем анализ проводился спустя почти полгода после отбора образцов (табл. 5). Продолжительная аэрация привела не только к полному исчезновению моносульфидов, но и к заметному сокращению свободной и органической серы. Вместе с тем количество оставшихся неокисленными дисульфидов колебалось от 6 до 30% общей серы. По разрезу торфяников в соответствии с большим исходным содержанием, большей влажностью торфов и меньшей скоростью окисления оно закономерно увеличивалось с глубиной.

Приведенный фактический материал позволяет представить схему превращений серы в виде нескольких последовательных стадий, каждая из которых в условиях торфообразования или накопления озерных осадков приобретает, несмотря на общность механизма, некоторые специфические черты.

1. Десульфатизация вод, минерализация органических остатков торфов и озерных отложений — образование сероводорода.

2. Окисление сероводорода — образование свободной серы.

3. Взаимодействие сероводорода с подвижными формами железа — образование моносульфидов.

Таблица 4

Баланс форм серы и железа в образцах торфов и озерных осадков после окисления

№ п. п.	Образец	Состояние окисления	Сера, % от общей					Состояние окисления	Железо, % абсолютно сухой навески				
			моносουλ- фидная	свободная	сульфатная	дисул- фидная	органи- ческая		Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{дисульф}	Fe _{устойч}	Fe _{общ}
1	Гор-1-1	До	3,11	4,14	19,19	25,38	48,18	До	0,58	0,21	0,04	0,09	0,92
		После	Н. о.	4,50	23,00	27,00	45,50	После	0,40	0,47	0,05	—	0,92
		Δ S	—3,11	+0,36	+3,81	+1,62	—2,68	Δ Fe	—0,18	+0,26	+0,01	—0,09	
2	Гор-1-4	До	0,24	—	15,53	27,67	56,56	До	0,50	0,05	0,07	0,02	0,64
		После	Н. о.	4,17	17,40	26,23	52,20	После	—	—	—	—	—
		Δ S	—0,24	+4,17	+1,87	—1,44	—4,36	Δ Fe					
3	Гор-1-7	До	0,29	1,17	3,79	43,44	51,31	До	0,68	0,06	0,13	0,35	1,16
		После	Н. о.	1,83	21,34	25,00	51,83	После	0,30	0,66	0,07	0,13	1,16
		Δ S	—0,29	+0,66	+17,55	—18,44	+0,52	Δ Fe	—0,38	+0,60	—0,06	—0,22	
4	Гор-1-8	До	0,43	0,85	6,81	56,17	35,74	До	1,46	Н. о.	0,11	—	—
		После	Н. о.	1,38	35,78	27,52	35,32	После	—	—	—	—	—
		Δ S	—0,43	+0,53	+28,97	—28,65	—0,42	Δ Fe					
5	668	До	22,76	Следы	42,82	15,72	18,70	До	2,33	0,44	0,05	2,38	4,80
		После	10,45	2,26	59,61	10,45	17,23	После	1,27	1,70	0,03	1,80	4,80
		Δ S	—12,31	+2,26	+16,79	—5,27	—1,47	Δ Fe	—1,06	+1,66	—0,02	—0,58	—
6	695	До	48,85	Н. о.	12,01	24,71	14,37	До	1,08	0,13	0,04	—	—
		После	18,52	2,65	59,26	9,52	10,05	После	—	—	—	—	—
		Δ S	—30,33	+2,65	+47,19	—15,19	—4,32	Δ Fe					

Таблица 5

Содержание форм серы в торфах с пониженным уровнем грунтовых вод

№ п. п.	Место отбора пробы	№ образца, глубина, м	Тип торфа	Влажность, %	Моносульфидная		Свободная		Сульфатная		Дисульфидная		Органическая		Общая, % сумма по формам
					1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	
1	Торфяной массив Ржавец, Чечерский район, Гомельская область, осушенный	Р-4-1 0,0—0,25	Торф, бобовины гидрогетита	58,41	Н. о.	—	Н. о.	—	0,42	82,35	0,07	13,73	0,02	3,92	0,51
2	То же	Р-4-2 0,5—0,8	Тростниково-древесный	85,85	Н. о.	—	Н. о.	—	0,13	48,15	0,08	29,63	0,06	22,22	0,27
3	» »	Р-4-7 1,5—1,95	Древесный	82,28	Н. о.	—	0,03	4,35	0,45	65,22	0,17	24,63	0,04	5,80	0,69
4	Торфяной массив Чечера и Чечерки, Чечерский район, Гомельская область, осушенный	чч-2-1 0,0—0,2	Тростниково-осоковый	83,80	Н. о.	—	0,04	12,50	0,26	81,25	0,02	6,25	Н. о.	—	0,32
5	То же	чч-2-4 1,3—2,10	Осоковый	90,86	Н. о.	—	0,01	6,67	0,10	66,67	0,04	26,66	Н. о.	—	0,15
6	» »	чч-2-8 4,5—5,3	Гипновый	93,27	Н. о.	—	0,01	0,81	1,07	86,29	0,15	12,10	0,01	0,80	1,24
7	Торфяной массив Усохи, Добрушский район, Гомельская область, осушенный	У-18-1 0,05—0,35	Древесно-осоковый	83,79	Н. о.	—	0,02	25,00	0,05	62,50	0,01	12,50	Н. о.	—	0,08
8	То же	У-18-3 0,7—1,40	Осоковый	90,04	Н. о.	—	0,02	25,00	0,05	62,50	0,01	12,50	Н. о.	—	0,08
9	» »	У-18-6 2,5—3,0	Древесно-тростниковый	86,05	Н. о.	—	0,02	20,00	0,04	40,00	0,03	30,00	0,01	10,00	0,10

1 — % абсолютно сухого вещества; 2 — % от общей серы.

4. Образование дисульфидных соединений из моносulfидов и элементарной серы.

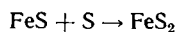
Первая стадия процессов, согласно существующим представлениям, происходит преимущественно биогенным путем (Пельш, 1936; Исаченко, 1927; Иванов, Теребкова, 1959; и др.). Сульфатредуцирующие микроорганизмы (*Bacterium desulfuricans*) широко распространены в современных органогенных образованиях озер, почве, донных отложениях морей, водах, где экологические условия (рН, Eh, влажность, температура, органическое вещество, питательные элементы и др.) благоприятны для их жизнедеятельности (Кузнецов и др., 1962). В процессах обмена веществ происходит восстановление поглощенных сульфатов с образованием сероводорода. При этом внешняя среда не всегда может соответствовать термодинамической устойчивости последнего (Сташук, 1968). Стремясь к равновесию, сероводород окисляется до элементарной серы. Реакция $\text{H}_2\text{S} + \frac{1}{2}\text{O}_2 \rightarrow \text{S} + \text{H}_2\text{O}$ может происходить как биогенным (с участием *Tiobacillus thioparus*), так и химическим путем (Юшкин, 1968). При этом скорость образования и количество свободной серы зависят от начальных отношений $\text{O}_2 : \text{H}_2\text{S}$; чем больше это отношение, тем быстрее окисляется сероводород (Скопинцев и др., 1961). В то же время при избытке кислорода, после полного окисления сероводорода, свободная сера окисляется до сульфатов.

Таким образом, содержание сероводорода в газовой фазе определяется интенсивностью процессов его образования, с одной стороны, и скоростью окисления до элементарной серы, — с другой.

Количество свободного кислорода в среде нормально увлажненных торфяников, в придонных слоях и иловых отложениях озер всегда ограничено возможностью диффузионного поступления из воздуха и потреблением при микробиологических и химических процессах. В связи с этим общая масса сероводорода и его участие в последующих превращениях серы определяются главным образом интенсивностью процессов образования.

Как показывают полученные данные (табл. 2, 3), максимальное количество сероводорода генерируется в верхнем торфогенном слое, а также в поверхностных литоральных и мелководных пелагиальных отложениях озер. При этом в озерных водоемах интенсивность сульфатредукции оказывается большей, что, по-видимому, наряду с другими причинами можно связывать с постоянным достаточно высоким (по сравнению с болотами) содержанием сульфатов в водах. Способствует сульфатредукции и большее содержание в органической массе легкогидролизуемых органических веществ (30—50%). Кроме того, более восстановительная по сравнению с торфяниками среда, характерная для иловых отложений, приводит к относительной заторможенности процессов окисления сероводорода. В результате содержание свободной серы в озерных осадках значительно ниже, чем в торфах, что в свою очередь определяет различия последующих изменений серосодержащих соединений.

Неокислившийся сероводород в водном растворе диссоциирует, образуя в зависимости от рН разные соотношения молекул H_2S и гидросульфидных ионов (HS^-). Последние дают с легкоподвижными формами железа (табл. 4) нерастворимые односернистые соединения, подобные гидротроилиту (Архангельский, 1934; Данильченко, Чигирин, 1926; Щукарев и др., 1926). Далее, через поглощение свободной серы коллоидный моносulfид превращается в дисульфидное железо (Чухров, 1936):



Отсюда следует, что количество моносulfидов, фиксируемое химическим анализом, представляет остаточный продукт процессов образования сероводорода, его окисления и превращения в дисульфид.

При таком механизме динамика и соотношения форм серы должны соответствовать общему направлению процессов в болотных и озерных условиях, т. е. отражать различия в привносе минерального вещества, характере органической массы и среды в зависимости от типа природного объекта.

Полученные в ходе исследования данные подтверждают это положение.

В самом деле, соответствуя отмеченным выше различиям среды и кинетики происходящих процессов, по разрезу торфяника (торфяной массив Городищенское) изменяется отношение свободной серы к сере моносουλфидов. Если для торфогенного слоя оно равнялось 1,3 (табл. 2, № 6), то для нижних горизонтов увеличилось до 4 и 2 (табл. 2, № 8, 9).

Одновременно с уменьшением количества моносулфида сокращается с глубиной содержание свободной серы, оставаясь вместе с тем избыточным по отношению к моносулфидной. Это свидетельствует о затухании процессов образования сероводорода и о более полном превращении в нижних слоях торфяника моносулфидов в двусернистые соединения. Для торфогенного слоя степень пиритизации (Волков, 1961)

$$\frac{0,5S_{\text{дисульфид}} \cdot 100}{S_{\text{монос}} + 0,5S_{\text{дисульф}}}$$

составила лишь 80%. Глубже по разрезу практически весь моносулфид превратился в двусернистую форму (100%).

Аналогичным образом в озерных отложениях при большей интенсивности процессов образования сероводорода и недостатке свободной серы степень превращения моносулфида в литоральных песках озера Сарро (табл. 3, № 1—4) составила лишь 20—26%. С углублением в толщу озерных осадков (оз. Бобровицкое) скорость образования дисульфида постепенно возрастает и на глубинах 7—12 м степень пиритизации приближается к 100% (табл. 3, № 7 — 50%, № 9—10 — ≈ 95 —100%). Наряду с превращением моносулфида в нижних малодоступных для кислорода горизонтах торфов и озерных отложений образование дисульфидов может происходить также по реакции сероводорода с сульфатами (Юровский, 1960): $\text{FeSO}_4 + 4\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{FeS}_2 + 3\text{S} + 4\text{H}_2\text{O}$. Образующаяся свободная сера связывается органическим веществом.

Таким образом, по разрезу торфяников и в озерных осадках происходит относительное накопление устойчивых двусернистых соединений железа.

Минералогическая характеристика дисульфидов в органических образованиях сложна. Пирит часто обнаруживается в отмытых песчано-алевритовых фракциях и даже шлифах, но вряд ли соответствует количественно природному дисульфиду. В связи с проведенным экспериментом можно говорить, что дисульфиды озерных осадков менее стабильны, чем в торфах. Наряду с коллоидным состоянием, которое, по-видимому, более характерно для илов, большую окисляемость можно связывать с образованием нерастворимых в соляной кислоте сульфидов железа переменного состава (Чухров и др., 1965). В окислительных условиях все метастабильные восстановленные формы переходят в сульфаты.

Вследствие сезонной динамики среды десульфатизация болотных вод, сопутствующая восстановительным периодам (стагнация в озерах, летний режим в торфяниках) сменяется повышением концентрации сернокислых солей. В грунтовых водах торфяных массивов на контакте с минерализованными слоями одновременно изменяется содержание растворенного железа (табл. 6).

Таким образом, сера сульфатов проходит через весь цикл сезонных превращений, образуя в то же время одну из основных форм серусодержащих компонентов твердой фазы.

Сезонные изменения содержания сульфатов и железа в болотных водах, мг/л

Место отбора пробы	Дата	Fe ²⁺	SO ₄ ²⁻
1. Торфяной массив Синюха, Вилейский район, Минская область, слой феррогидрит-сидеритовой минерализации, глубина 1,0—1,1 м	5.VIII.1967	31,08	4,94
	30.XI.1967	0,16	53,08
	19.III.1968	12,40	38,68
	5.III.1969	17,10	14,40
2. Торфяной массив Сметанка, Шкловский район, Могилевская область, прослой сидерита, глубина 0,8—0,9 м	12.VII.1968	16,22	Не обн.
	7.III.1969	7,80	13,58
3. Торфяной массив Сервечь, Докшицкий район, Витебская область, закопушка, глубина 0,2 м, верховой торфяник	19.VI.1969	Не обн.	Не обн.
	29.XI.1969	» »	6,17

Относительно генезиса сульфатов существует несколько предположений (Ромм, 1950; Остроумов, 1967). Если считать, что они представлены преимущественно гипсом, то концентрация SO₄²⁻ в озерных водах должна быть в 200 раз выше, чтобы вызвать пересыщение (по Ю. Ю. Лурье, 1965, $PP_{CaSO_4} = 2,37 \cdot 10^{-5}$). Между тем, даже в поровом растворе сапропеля с влажностью 95% и общим содержанием серы 0,78% концентрация сульфатов лишь в 3 раза выше, чем в водной вытяжке (Лопотко и др., 1968).

Мало вероятным для торфов и озерных осадков кажется и существующее мнение относительно терригенной природы сульфатов. Не отрицая возможности образования малорастворимых сложных солей (типа сульфоалюминатов), участия сульфатов биогенного происхождения, следует, по-видимому, предположить влияние сорбционных явлений на связывание и закрепление ионов SO₄²⁻ в твердой фазе поверхностноактивных образований. При усилении сульфатредукционных процессов адсорбционное равновесие нарушается, происходит десорбция сульфатов в водную фазу, в результате чего увеличивается содержания дисульфидов часто сопровождается уменьшением сульфатной серы.

Еще более сложным представляется вопрос о динамике органической серы.

Многообразие серусодержащих органических соединений, участвующих в метаболизме растений и микроорганизмов, их взаимные превращения при жизнедеятельности и после отмирания органических остатков, равно как и количественные соотношения отдельных компонентов, остаются в значительной степени областью догадок.

Поглощая в форме сульфатов необходимую для жизнедеятельности серу из вод, растения затем восстанавливают ее, образуя разнообразные по типам соединения, в которых сера связана в виде сульфгидрильных (—SH) или дисульфидных (—S—S—) группировок (аминокислоты, белки, полипептиды). Природные тиолы и дисульфиды легко окисляются, давая многочисленные производные сульфокислых соединений (—SO—; =SO₂; —SO₂H; —SO₃H; Zo Zell, 1963). При разложении органической массы в анаэробных условиях выделяется сероводород, который наряду с продуктом восстановления сульфатов вод участвует в последующих превращениях серы. Образование сероводорода может происходить и в реакциях присоединения свободной серы, подобно тому, как это имеет место при переходе двух молекул цистеина в цистин (Янг, Моу, 1961).

Из приведенного эксперимента (табл. 4) следует, что органические серусодержащие соединения в окислительной среде разрушаются, образуя в качестве конечных продуктов сульфаты. Наряду с неустойчивыми минеральными формами они способствуют увеличению сезонной концентрации серы в водах.

Изложенный выше материал по формам серы в современных торфах и озерных осадках Белоруссии, несмотря на привязку к определенному географическому району, позволяет сделать некоторые выводы, носящие более общий характер.

Для континентальных образований типа современных залежей торфа процессы формирования вещественного состава проходят в тесном взаимодействии с сезонными изменениями климатических факторов среды. Явления цикличности, таким образом, затрагивают всю минералогическую систему, и фиксированное состояние в один какой-то момент времени не будет отражать состояние в иной климатический сезон. Циклы не являются полными. В результате каждого из них происходит относительное накопление более устойчивых форм за счет метастабильных. Такого рода превращения хорошо прослеживаются и для железа, и, по-видимому, имеют силу для многих других элементов.

В озерных осадках вследствие большей замкнутости системы процессы стабилизации минеральных фаз несколько замедлены. Постоянный контакт с большой водной массой приводит к увеличению в донных илах валовых количеств серы, причем заметную роль играют моносulfидная и сульфатная формы.

В торфяниках, где основным источником серы являются грунтовые воды, повышение сернистости торфа можно ожидать в местах выхода таких вод от центральных к краевым частям залежей. В определенной мере эта особенность должна наследоваться пластами угля, образовавшимися в континентальных условиях.

В целом формирование сернистости углей зависит от концентрации и массы сульфатов в водах бассейнов аккумуляции и наличия подвижного железа. Механизм связывания серы сходен в прибрежно-морских и внутриконтинентальных торфяниках, в связи с чем сернистость у первых всегда будет выше, чем у вторых. Отклонение следует связывать с постседиментационной циркуляцией сульфатных вод.

Наконец, изучение геохимических процессов в заболоченных ландшафтах (сера как частный пример) связано с рядом вопросов гумидного литогенеза и рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Сернистое железо в отложениях Черного моря.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, 1934, № 12(3).
- Волков И. И. Определение различных форм соединений серы в морских осадках.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, М., 1959, т. 33.
- Волков И. И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного моря.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, М., 1961, т. 50.
- Геохимическая характеристика литогенеза и ландшафтов Белорусского Полесья. Минск, «Наука и техника», 1966.
- Данильченко П. Т., Чигирин Н. И. К вопросу о происхождении H_2S в Черном море.— Тр. Особой зоол. лабор. и Севастопольск. биол. ст. АН СССР, 1926, Сер. 2, № 10.
- Иванов М. В., Терехова Л. С. Изучение микробиологических процессов образования сероводорода в Соленом озере.— Микробиология, 1959, т. 28, в. 2.
- Исаченко Б. Л. Микробиологические исследования над грязевыми озерами.— Тр. геол. ком. Нов. сер., 1927, в. 143.
- Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликова Н. Н. Введение в геологическую микробиологию. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лопотко М. З., Миронов А. М., Пунтус Ф. А. Отделение и характеристика поровых вод сапропелей.— В сб.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, «Наука и техника», 1968.
- Лукашев К. И., Ковалев В. А. Некоторые особенности минералогическо-геохимической системы железа в современных торфяниках.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 6.
- Лурье Ю. Ю. Справочник по аналитической химии. М., «Химия», 1965.
- Остроумов Э. А. Методы определения форм соединений серы в отложениях Черного моря.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, М., 1953, т. 7.
- Остроумов Э. А. Геохимия процессов поведения серы в донных отложениях Тихого океана.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, М., 1967, т. 83.

- Пельш А. Д. О восстановлении сульфатов в воде Каспийского моря.— Тр. Соляной лабор. АН СССР, Л., 1936, № 5.
- Ромм И. И. Геохимическая характеристика современных отложений Таманского полуострова.— В сб.: К познанию современных аналогов нефтеносных фаций. М.— Л., Гостоптехиздат, 1950.
- Скопинцев Б. А., Карпов А. В., Вершинина О. А. Экспериментальное изучение образования и окисления сероводорода на примере Черного моря.— Гидрохим. материалы. Изд-во АН СССР, 1961, т. 31.
- Стащук М. Ф. Проблемы окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М., «Недра», 1968.
- Чухров Ф. В. О пирротине и пирите в керченских рудах и о некоторых общих вопросах генезиса сульфидов железа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 1.
- Чухров Ф. В., Генкин А. Д., Соболева С. В., Басов Г. В. О смайтите из железорудных отложений Керченского полуострова.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Щукарев С. А., Косман С. К., Пигулевский В. В. К исследованию Старо-Русской лечебной грязи.— Курортное дело, 1926, № 11.
- Юровский А. З. Сера каменных углей. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л., «Наука», 1968.
- Янг Л., Моудж. Метаболизм соединений серы. М., ИЛ, 1961.
- Zo Bell C. E. Organic geochemistry of sulfur. Organic geochemistry, Pergamon Press, 1963.

Институт геохимии и геофизики
АН БССР
Минск

Дата поступления
3.VI.1971

ФАЦИИ И ИЗМЕНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ТОРФЯНИКАХ РИОНСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА

П. П. ТИМОФЕЕВ, Л. И. БОГОЛЮБОВА

Показано, что направленность и интенсивность переработки глинистых минералов в осадке той или иной фации при прочих равных условиях контролируется количеством реакционноспособного растительного материала, степенью его разложения и ботаническим составом растущих болотных генераций. Все три фактора, взаимодействуя между собой, в сумме определяют парагенезы глинистых минералов, образующих генетические комплексы, характерные только для определенных фациальных типов осадков. Выявлены стадии в истории преобразования хлорита в вермикулит и подмечена особенность разрушения монтмориллонита, обусловленные сменой фациальных типов осадков по мере увеличения реакционноспособного растительного материала в них. Подмечена существенная роль биогенного фактора в переработке гидрослюд. Установлено, что аутигенное глинообразование в глинисто-гумусовых и гумусовых осадках торфяных болот связано как с процессом синтеза продуктов распада исходных глинистых минералов, так и с процессом трансформации последних.

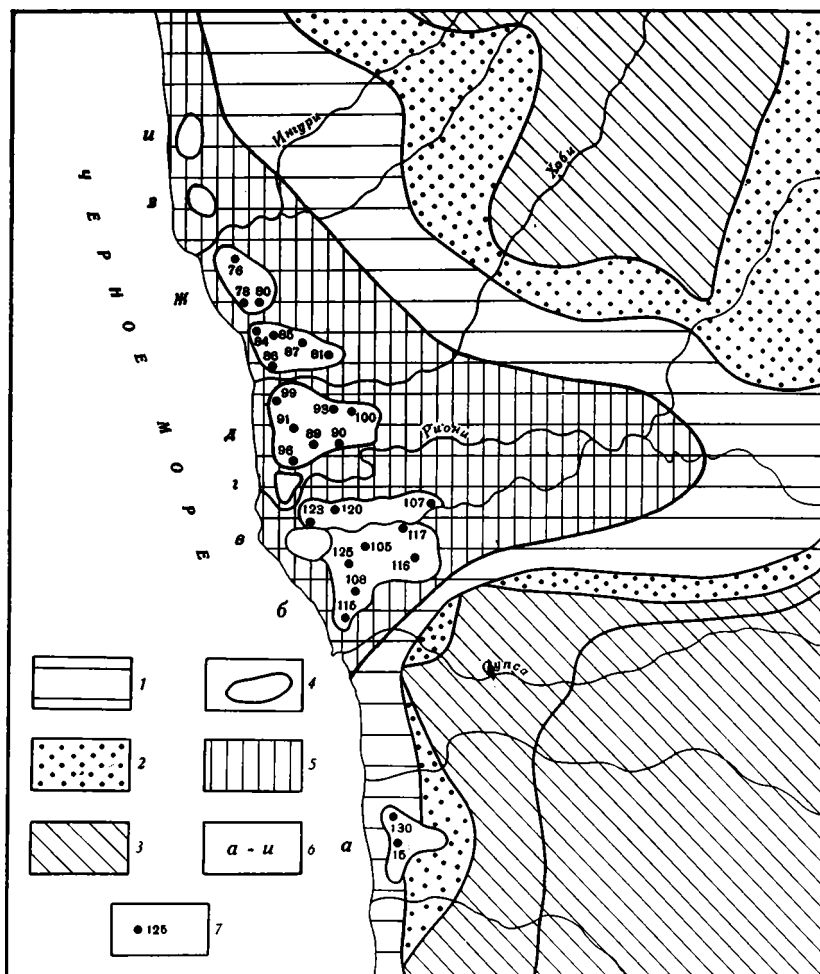
Правильную информацию о процессах преобразования минерального и органического вещества, протекающих в природе, можно получить только на основе знания детальных литолого-фациальных и гидрогеохимических особенностей накопления осадков, обусловливающих направленность и интенсивность переработки исходных продуктов, возникающих в седиментогенезе. Органическое вещество растительного происхождения в областях торфонакопления является при прочих равных условиях одним из важнейших геохимических факторов, определяющих фациальную среду осадка и его основной минералогический состав.

В свете современных представлений, которые связаны с именами крупных ученых-химиков в области исследования органических веществ различной природы — А. П. Виноградовым, Я. В. Пейве, В. Е. Раковским, Т. А. Кухаренко, М. М. Кононовой, Ф. Шеффером и Б. Ульрихом (Scheffer, Ulrich), В. Цихманном (Zichmann), Дж. Д. Джоунсом и Дж. Р. Валлентайном (Jones, Vallentyne), Е. А. Паулем и Е. Л. Шмидтом (Paul, Schmidt), Д. Дж. Гринлендом (Greenland) и др., — процесс биохимического разложения растительного материала (гумификация) сопровождается образованием и высвобождением в окружающую среду значительного количества простых, очень реакционноспособных соединений. В частности, возникают хорошо растворимые в воде низкомолекулярные органические кислоты (щавелевая, масляная, уксусная, уроновая, муравьиная и др.), аминокислоты, фенолы, соединения различных углеводов и мн. др. Образуются высокомолекулярные сложнопостроенные гуминовые вещества, являющиеся продуктами синтеза из более простых органических веществ. Это главным образом гуминовые кислоты, фульвокислоты и гумины, придающие органическому веществу бурую окраску. В процессе превращения растительного материала возникают газообразные продукты: углекислый газ, аммиак, сероводород.

Исследователями показана экспериментально роль перечисленных органических веществ в разрушении горных пород, в частности глинистых минералов. В результате опытов по разложению минералов органическими кислотами (Экспериментальные исследования..., 1968) установлено, что все органические кислоты, низко- и высокомолекулярные, разрушая минералы, переводят в раствор щелочные и щелочноземельные элементы, кремнекислоту, железо, алюминий. Более активны в отношении разложения минералов низкомолекулярные кислоты (оксикислоты), слабее действуют гумусовые кислоты (гуминовые и фульвокислоты). Выяснено, что с повышением концентрации всех органических кислот разложение минералов усиливается, если даже значения рН почти одинаковы. Отсюда сделан интересный вывод, что при оценке агрессивности кислот по отношению к тому или иному минералу следует учитывать не только величину рН, но и природу происхождения водородных ионов, возникающих в растворе при диссоциации кислот. Подмечено более сильное разложение минералов кислотами при наличии бактериальной флоры, чем в условиях стерильных, и приуроченность его к первым моментам взаимодействия минерала с кислотой. По мнению М. М. Кононовой (1963), В. В. Пономаревой и А. И. Рагим-заде (1969), разложение силикатных минералов гумусовыми кислотами сопровождается разрушением их кристаллической решетки на основании того, что в раствор уходят кремний, алюминий и железо. Охарактеризованные данные экспериментов хорошо расшифровывают качественную и количественную стороны процесса выноса элементов из минералов при взаимодействии их с органическими кислотами и разъясняют до некоторой степени вопрос накопления и перераспределения различных элементов в земной коре. Однако результаты экспериментов не сопровождаются изучением остаточных продуктов, имеющих отношение к процессам аутигенного минералообразования в различных фациальных типах осадков, содержащих гумифицирующийся растительный материал.

Факт влияния гумифицирующегося растительного материала на химизм среды фациальных типов осадков, а также воздействие его на глинистые компоненты в процессе литогенеза подчеркивается Н. М. Страховым (1963), А. Г. Коссовской и др. (1964), Н. В. Ренгартен и Н. П. Куприной (1968), а также исследователями, занимающимися изучением почв, огнеупорных глин и бокситов в СССР и за рубежом. Но почти нет работ, которые были бы посвящены специальному систематическому изучению этого вопроса, очень важного в общей проблеме минералообразования и превращения органического вещества при углефикации. Также очень мало исследований, раскрывающих роль минерального вещества в преобразовании растительного материала в осадочном процессе. Имеющиеся данные позволяют утверждать мысль о влиянии литологического и фациального типов осадков на степень углефикации органического вещества (Тимофеев, Боголюбова, 1963, 1966, 1970; Софиев, Горленко, Семашова, 1963; Юдович, 1968). Не заполнен еще пробел в вопросе механизма взаимодействия органического и минерального веществ, результатом которого является накопление одних и вынос других элементов из данного фациального типа осадка. Ж. Мило (Milot, 1964) указывает, что здесь мы находимся на границе геохимии органического вещества и геохимии силикатов в чрезвычайно слабо изученной области знания.

Задача настоящей статьи — выяснение влияния гумифицирующегося растительного материала различных фациальных типов осадков областей современного торфонакопления на процесс преобразования глинистых минералов. Основным объектом исследования явились голоценовые осадки Колхиды, представляющей собой область торфонакопления в современном Рионском межгорном прогибе (фиг. 1). Последний располагается в западной части Закавказской межгорной зоны и открывается



Фиг. 1. Схематическая карта торфяных месторождений Колхиды и распространения изученных разрезов по скважинам

1 — древний Колхидский залив; 2 — террасированная полоса; 3 — горный массив; 4 — примерные контуры современных торфяников; 5 — область распространения погребенных торфяников до глубины 50 м; 6 — буквы на карте — торфяные месторождения: а — Кобулетское, б — Имнатское, в — Григолетское, г — Молтакское, д — Пичорское, е — Набадское I, ж — Набадское II, з — Чурийское, и — Анаклийское, к — Саргацкое, л — Гагидское; 7 — местоположение и номера скважин

в сторону Черного моря. Современные торфяники приурочиваются к относительно узкой части побережья и разделяются на отдельные торфяные залежи реками Ингури, Хоби, Риони, Пичорой, Супсой и др., дренирующими Колхидскую низменность.

Для решения поставленной задачи было изучено свыше 50 разрезов торфяных залежей Колхиды. Более чем по 15 из них детально проанализированы глинистые минералы. По каждому разрезу исследовались торфы различного ботанического состава (травяные, древесные), разной степени разложения (слабо разложенные — гелинито-посттелинитовые; сильно разложенные — гелинито-преколлинитовые) и содержащие различное количество минеральной примеси (зольность торфа). Исследовались также илы, в той или иной мере обогащенные растительным материалом или почти не содержащие его. Для контроля исходного минерального вещества, поступающего в область торфонакопления Колхидской низменности, проанализированы тонкие фракции осадков рек Риони,

Пичоры и Молтаквы. Изученный материал, таким образом, охватывает гамму осадков от типичных торфяных болот до заболоченных озерных водоемов и озер, а также русел и пойм рек.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ГРУПП И ФАЦИЙ ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ И СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Присутствие в осадках областей современного торфонакопления гумифицирующегося растительного материала, а также продуктов его биохимического разложения и синтеза определяет их специфику с позиций химизма среды и процессов аутигенного минералообразования. Каждый фациальный тип осадка в этих областях контролируется при прочих равных условиях количеством гумифицирующегося растительного материала, степенью его разложения и ботаническим составом растущих фитоценозов.

По сочетанию перечисленных признаков нами выделено в изученных разрезах торфяных залежей 17 генетических типов осадков, к которым приурочены определенные комплексы глинистых минералов (табл. 1). Одни из них представляют алевроитовые и глинистые осадки с примесью различного количества древесного и травяного материала с постстеллиновой и преколлинитовой структурами. Другие являются типичными постстеллиновыми (относительно слабая степень разложения растительного материала) и преколлинитовыми (относительно сильная степень разложения растительного материала) древесными и травяными торфами с тем или иным количеством глинистого материала. Среди них наиболее широко распространены фациальные типы осадков, содержащие древесный и травяной растительный материал преколлинитовой структуры (Тимофеев, Боголюбова, 1964, 1965; Боголюбова, Тимофеев, 1968, 1969).

Из табл. 1 следует, что осадки, содержащие в различном количестве древесный растительный материал, образуют генетическую группу отложений древесных торфяных болот в отличие от генетической группы отложений травяных торфяных болот. Осадки последних характеризуются также различным количественным содержанием растительного материала, но только травяного типа. Отложения этих групп по степени разложения присутствующего в них растительного материала подразделяются на макрофации, отвечающие определенному комплексу геотектонических и палеогеографических условий осадко- и торфонакопления. В отложениях первой генетической группы установлены две макрофации — отложения относительно подвижных древесных торфяных болот (А) и отложения относительно устойчивых древесных торфяных болот (Б). Во второй генетической группе также выявлены соответствующие макрофации — отложения относительно подвижных травяных торфяных болот (В) и отложения относительно устойчивых травяных торфяных болот (Г). Каждая макрофация включает ряд фаций, осадки которых отличаются количественным соотношением минерального и органического вещества.

Для того чтобы выявить степень переработки глинистых минералов и динамику изменения их структуры в различных фациальных типах осадков торфяных залежей Колхиды, нами исследовалось прежде всего первичное тонкодисперсное глинистое вещество, поступавшее в область седиментации (см. табл. 1, фация 1). Оно представлено четырехкомпонентной смесью достаточно хорошо окристаллизованных минералов — гидрослюда, каолинита, монтмориллонита и хлорита. Такой состав первичного глинистого материала выявлен по тонким фациям песчано-алевритовых осадков русел рек Риони, Пичоры, Молтаквы и других, являющихся источниками минерального и водного питания торфяников Колхиды. Наиболее близкими по минералогическому составу к исходной мути оказались глинистые осадки фаций зарастающих озерных водоемов

Комплексы глинистых минералов различных фациальных типов осадков Рионского межгорного прогиба

Генетическая группа	Макрофация	Фация		Генетический тип осадка	Соотношение органического и минерального веществ, %	Каолинит	Гидро-слюда		Хлорит	Вермикунит—хлорит	Хлорит—вермикунит	Вермикунит	Монтморил-л-нит		Монтморил-литовый минерал	Гидрослюда — монт-мориллит	pH сре-г осадка
		Индекс	Название				нерастворимая в HCl	растворимая в HCl					нерастворимый в HCl	растворимый в HCl			
Аллю-виальных от-ложений	Отложенный пойм	1	Алеврито-глинистых осадков пойм	Глины, алевриты с мелкой косою штриховатой слоистостью	$\frac{2-5}{98-95}$	+	+	—	+	—	—	—	+	—	—	—	7,0
Отложенный древесных торфяных Со-лот	А — отложе-ний относительно подвижных древесных тор-фяных болот	1а	Глинистых осадков за-растающих озерных водо-емов относительно под-вижных древесных торфя-ных болот	Глина со слабо раз-ложенным древесным растительным материа-лом	$\frac{2-10}{98-90}$	+	+	—	+	—	—	—	+	—	—	—	7,5— 6,5
		2а	Глинистых осадков от-носительно подвижных проточных древесных тор-фяных болот	Глина с гелинито-посттелинитовым дре-весным торфом	$\frac{<35}{>65}$	+	+	—	+	—	—	—	—	—	+	—	5,7
		3а	Глинисто-гумусовых осадков относительно под-вижных заливающихся древесных торфяных болот	Гелинито-посттели-нитовый глинистый дре-весный торф	$\frac{>40}{<60}$	+	+	—	+	+	+	—	+	—	+	—	5,5— 4,5
		4а	Гумусовых осадков от-носительно подвижных древесных торфяных болот	Гелинито-посттели-нитовый древесный торф	$\frac{>65}{<35}$	+	+	—	—	Следы	—	+	Следы	—	—	—	4,5
		16	Глинистых осадков за-растающих озерных водо-емов относительно устой-чивых древесных торфя-ных болот	Глина бурая с силь-но разложенным дре-весным растительным материалом	$\frac{5-10}{95-90}$	+	+	—	+	—	—	—	—	—	+	+	6,5— 6,0

Отложенный торфяных болот	Б — отложенный относительно устойчивых древесных торфяных болот	26	Глинистых осадков относительно устойчивых проточных древесных торфяных болот	Глина с гелинито-преколлинитовым древесным торфом	$\frac{20-35}{80-65}$	+	+	-	+	+	-	-	+	-	+	+	$\frac{6,5}{5,5}$
		36	Глинисто-гумусовых осадков относительно устойчивых заиляющихся торфяных болот древесных	Гелинито-преколлинитовый глинистый древесный торф	$\frac{40-65}{60-35}$	+	+	-	+	+	+	-	+	-	-	-	$\frac{5,5}{4,5}$
		46	Гумусовых осадков относительно устойчивых древесных торфяных болот	Гелинито-преколлинитовый древесный торф	$\frac{\geq 65}{< 35}$	+	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	$\frac{5,2}{4,1}$
	В — отложенный относительно подвижных травяных торфяных болот	1в	Глинистых осадков зарастающих озерных водоемов относительно подвижных травяных торфяных болот	Глина со слабо разложенным травяным растительным материалом	$\frac{2-5}{98-95}$	+	+	-	+	-	-	-	+	-	-	-	$\frac{7,0}{6,0}$
		2в	Глинистых осадков относительно подвижных проточных травяных торфяных болот	Глина с гелинито-посттелинитовым травяным торфом	$\frac{< 35}{> 65}$	+	Следы	+	+	-	-	-	-	-	+	-	$\frac{6,0}{5,5}$
		3в	Глинисто-гумусовых осадков относительно подвижных заиляющихся травяных торфяных болот	Гелинито-посттелинитовый глинистый травяной торф	$\frac{\geq 40}{< 60}$	+	-	+	Следы	+	+	-	Следы	+	-	-	$\frac{6,0}{4,5}$
		4в	Гумусовых осадков относительно подвижных травяных торфяных болот	Гелинито-посттелинитовый травяной торф	$\frac{\geq 65}{< 35}$	+	-	+	-	-	-	+	-	-	-	-	$\frac{4,5}{4,0}$
	Г — отложенный относительно устойчивых травяных торфяных болот	1г	Глинистых осадков зарастающих озерных водоемов относительно устойчивых травяных торфяных болот	Глина бурая с сильно разложенным травяным растительным материалом	$\frac{5-15}{95-85}$	+	+	-	+	-	-	-	-	-	+	+	$\frac{6,8}{7,0}$

Таблица 1 (окончание)

Генетическая группа	Макрофашия	Фашия		Генетический тип осадка	Соотношение органического и минерального вещества, %	Каолинит	Гидро-слюда		Хлорит	Вермикулит—хлорит	Хлорит—вермикулит	Вермикулит	Монтмориллонит		Монтмориллонитовый минерал	Гидрослюда — монтмориллонит	рН среды осадка
		Индекс	Название				нерастворимая в HCl	растворимая в HCl					не растворимый в HCl	растворимый в HCl			
Отложений травяных торфяных болот	Г — отложенный относительно устойчивых травяных торфяных болот	2г	Глинистых осадков относительно устойчивых проточных травяных торфяных болот	Глина с гелинито-преколлиновым травяным торфом	$\frac{20-35}{80-65}$	+	+	—	+	+	—	—	—	—	+	+	$\frac{6,5}{6,0}$
		3г	Глинисто-гумусовых осадков относительно устойчивых заиляющихся травяных торфяных болот	Гелинито-преколлиноватый глинистый травяной торф	$\frac{40-65}{60-35}$	+	Следы	+	+	+	+	—	—	+	+	+	$\frac{6,0}{4,5}$
		4г	Гумусовых осадков относительно устойчивых травяных торфяных болот	Гелинито-преколлиноватый травяной торф	$\frac{\geq 65}{< 35}$	+	—	+	—	—	—	+	—	—	—	—	$\frac{5,0}{4,0}$

Примечание: + — Минералы установлены в осадках; — — Минералы отсутствуют.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния (А) и интенсивность рефлексов глинистых минералов в осадках различных фаций торфонакопления Набадского—II месторождения (скв. 89)

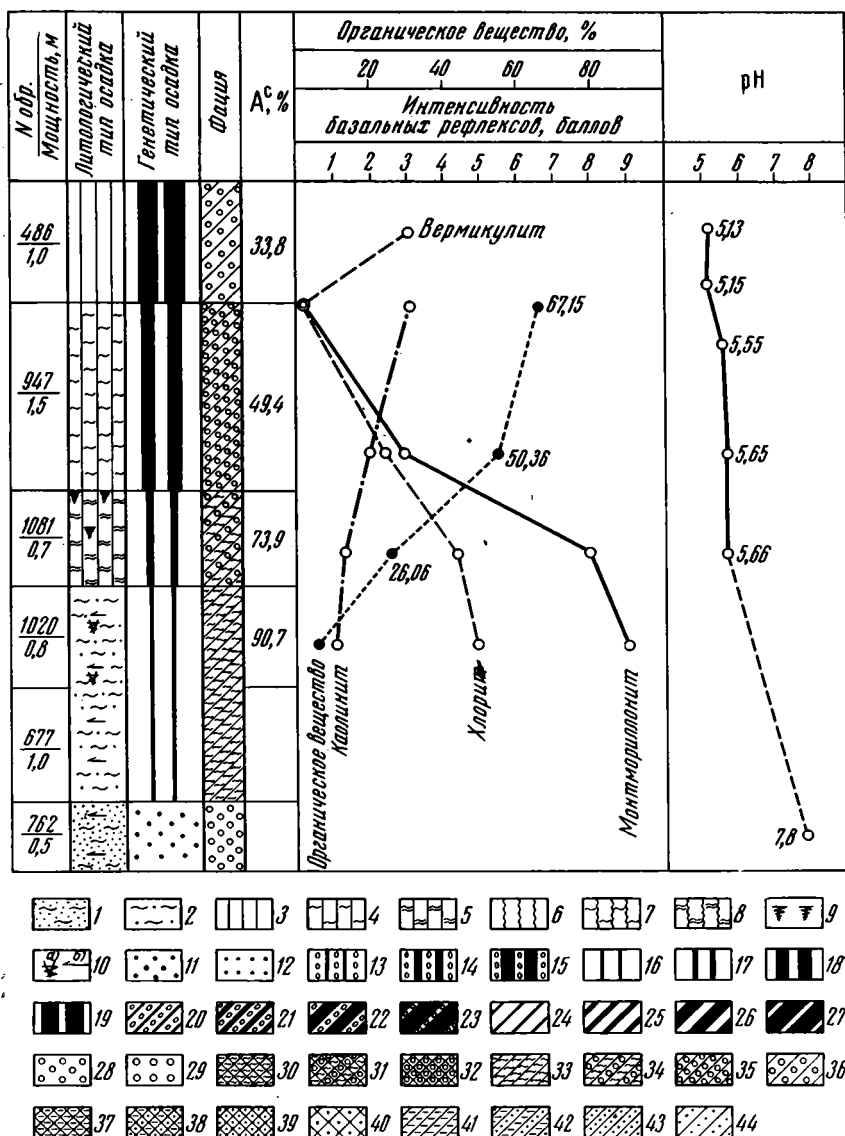
№ обр. № скв.	Генетический тип осадка	Природный		Насыщенный глицерином		Прокаленный при 550 °С		Обработанный в 10%-ной HCl	
		I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
486 89	Гелинито-преколлини- товый древесный торф ($A^c = 33,85\%$)	3	14,0	4	13,8	—	—	2	13,6
		2	10,2	2	10,1	5	10,1	4	10,0
		3	7,2	3	7,2	—	—	3	7,16
		0,5	4,85	1	5,0	1	4,94	2	4,96
		5	4,52	6	4,53	6	4,52	5	4,52
		4	4,24	4	4,22	5	4,24	5	4,24
		—	—	—	—	0,5	3,96	—	—
		—	—	—	—	1	3,73	1	3,75
		1	3,54	1	3,55	—	—	2	3,53
		10	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,35
947 89	Гелинито-преколлини- товый глинистый древес- ный торф ($A^c = 49,44\%$)	—	—	3	18,3	—	—	—	—
		9	14,6	7	14,4	2,5	13,0	2	13,5
		10	10,1	9	10,1	9	10,0	4	10,0
		10	7,16	9	7,16	—	—	2	7,2
		—	—	—	—	—	—	1	6,5
		—	—	3	5,0	4	5,0	2	4,92
		4	4,81	3	4,72	—	—	—	—
		3	4,69	—	—	—	—	—	—
		—	—	—	—	—	—	5	4,57
		1	4,48	1	4,48	0,5	4,53	—	—
		5	4,24	3	4,26	3	4,24	—	—
		—	—	—	—	—	—	6	4,19
		—	—	0,5	4,06	—	—	0,5	3,83
		—	—	—	—	0,5	3,73	2	3,70
		5	3,54	3	3,53	—	—	1	3,54
1020 89	Глина со слабо разложен- ным древесным расти- тельным материалом ($A^c = 90,70\%$)	10	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,34
		—	—	9	17,8	—	—	—	—
		3	14,0	2	14,0	5	13,6	3	13,6
		4	10,1	5	10,1	8	10,1	3	10,2
		6	7,2	2	9,0	—	—	—	—
		—	—	7	7,1	—	—	0,5	7,1
		—	—	1	5,8	—	—	0,5	6,4
		2	5,0	2	4,99	4	5,0	1	4,99
		—	4,70	3	4,70	—	—	—	—
		1	4,49	2	4,49	5	4,52	3	4,52
		3	4,22	5	4,22	5	4,24	4	4,24
		1	4,03	1	4,00	0,5	4,07	1	4,04
		—	—	—	—	2	3,74	2	3,77
		4	3,55	7	3,54	0,5	3,52	0,5	3,54
		10	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,34

относительно подвижных торфяных болот, с которых мы начинаем изложение результатов исследования.

Отложения древесных торфяных болот. Среди отложений данной генетической группы наиболее распространены осадки с преколлини-товой структурой органического вещества.

А. Макрофация отложений относительно подвижных древесных торфяных болот (фации 1а, 2а, 3а, 4а — табл. 1)

1а) *Фация глинистых осадков зарастающих озерных водоемов относительно подвижных древесных торфяных болот* (табл. 2; фиг. 2, обр. 1020; фиг. 3, обр. 9; фиг. 4, обр. 250; фиг. 5, обр. 329). Осадки этой фации обычно залегают в основании торфяной залежи или формируют слои в достаточно мощных минеральных прослоях, знаменующих перерывы в торфонакоплении. Они представлены серыми глинами, нередко алевритистыми, содержат в небольшом количестве гумифицированный расти-



Фиг. 2. Изменение содержания глинистых минералов и органического вещества в разрезе торфяника Набадского — II месторождения Колхиды (скв. 89)

Литологические типы осадков и другие обозначения: 1 — алеврит крупнозернистый, 2 — алеврит мелкозернистый, глинистый, 3 — торф древесный, 4 — торф древесный глинистый, 5 — торф древесный сильноглинистый, 6 — торф травяной, 7 — торф травяной глинистый, 8 — торф травяной сильноглинистый, 9 — комковатость осадка — почвенные образования, 10а — корневые остатки, 10б — растительные остатки плохой сохранности. Генетические типы осадков: 11 — глины, алевриты с мелкой косой штриховатой слоистостью, 12 — алевриты со слабо выраженной горизонтальной, горизонтально-волнистой слоистостью и обрывками растений, 13 — глина со слабо разложенным древесным растительным материалом; 14 — глина с гелинито-постгелинитовым древесным торфом, 15 — гелинито-преколлинитовый глинистый торф, 16 — глина бурая с сильно разложенным древесным растительным материалом, 17 — глина с гелинито-преколлинитовым древесным торфом, 18 — гелинито-преколлинитовый глинистый торф, 19 — гелинито-преколлинитовый глинистый торф, 20 — глина со слабо разложенным травяным растительным материалом, 21 — глина с гелинито-постгелинитовым травяным торфом, 22 — гелинито-постгелинитовый глинистый травяной торф, 23 — гелинито-постгелинитовый травяной торф, 24 — глина бурая с сильно разложенным травяным растительным материалом, 25 — глина с гелинито-преколлинитовым травяным торфом, 26 — гелинито-преколлинитовый глинистый травяной торф, 27 — гелинито-преколлинитовый

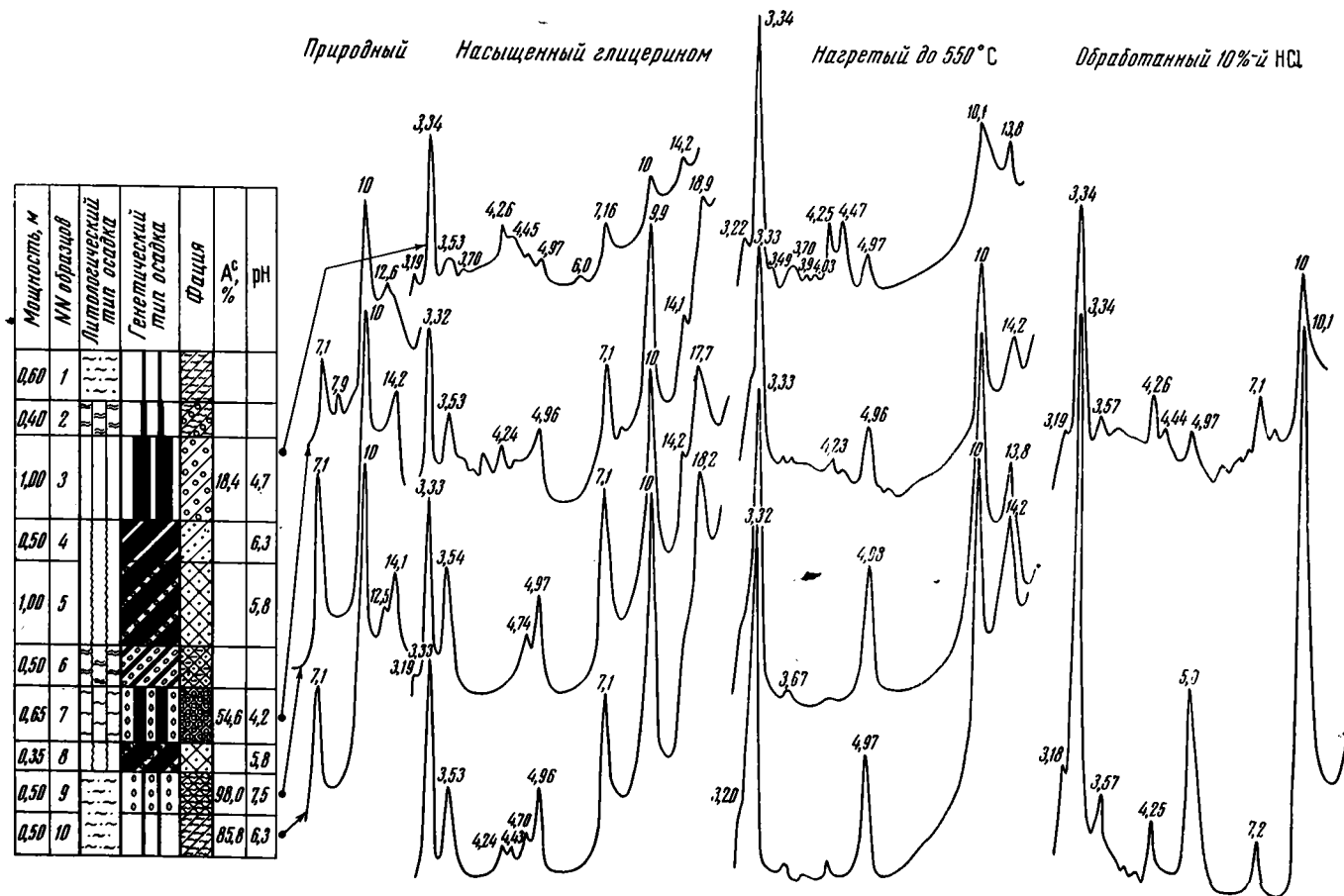
травяной торф. *Фации*: 28 — алевроито-глинистых осадков поймы, 29 — алевроитовых осадков озерных водоемов, 30 — глинистых осадков зарастающих озерных водоемов относительно подвижных древесных торфяных болот, 31 — глинистых осадков относительно подвижных проточных древесных торфяных болот, 32 — глинисто-гумусовых осадков относительно подвижных заиляющихся древесных торфяных болот, 33 — глинистых осадков зарастающих озерных водоемов относительно устойчивых древесных торфяных болот, 34 — глинистых осадков относительно устойчивых проточных древесных торфяных болот, 35 — глинисто-гумусовых осадков относительно устойчивых заиляющихся древесных торфяных болот, 36 — гумусовых осадков относительно устойчивых древесных торфяных болот, 37 — глинистых осадков зарастающих озерных водоемов относительно подвижных травяных торфяных болот, 38 — глинистых осадков относительно подвижных проточных травяных торфяных болот, 39 — глинисто-гумусовых осадков относительно подвижных заиляющихся травяных торфяных болот, 40 — гумусовых осадков относительно подвижных травяных торфяных болот, 41 — глинистых осадков зарастающих озерных водоемов относительно устойчивых травяных торфяных болот, 42 — глинистых осадков относительно устойчивых проточных травяных торфяных болот, 43 — глинисто-гумусовых осадков относительно устойчивых заиляющихся травяных торфяных болот, 44 — гумусовых осадков относительно устойчивых травяных торфяных болот

тельный атрит, являющийся результатом слабого разложения остатков древесины. На долю минеральной части осадка приходится 98—90%¹, органической — 2—10%. Глинистая фракция осадка сохраняет седиментационный состав и представлена каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом и хлоритом. В шлифе глинистое вещество имеет чешуйчатую структуру; pH среды осадка — 7,5—6,0.

2а) *Фация глинистых осадков относительно подвижных проточных древесных торфяных болот* (фиг. 4, обр. 260). Осадки описываемой фации слагают слои в любой части разреза торфяной залежи. Это глины со значительной примесью гелинито-посттелинитового торфа, возникшего при слабой гумификации древесных остатков. На долю минеральной части осадка приходится более 65%, органической — менее 35%. Гелинито-посттелинитовое вещество торфа представлено гумифицированным крупным атритом, отдельные частички которого имеют то более, то менее ясно выраженную клеточную структуру тканей. Глинистое вещество под микроскопом имеет чешуйчатую структуру. В составе глинистой фракции, также как и в осадке предыдущей фации, обнаружены каолинит, гидрослюда и хлорит. Вместо монтмориллонита появляется монтмориллонитовый минерал с межплоскостным расстоянием 19 Å при насыщении образца глицерином. При прокаливании его рефлекс уменьшается до 10 Å; pH среды осадка — примерно 5,7.

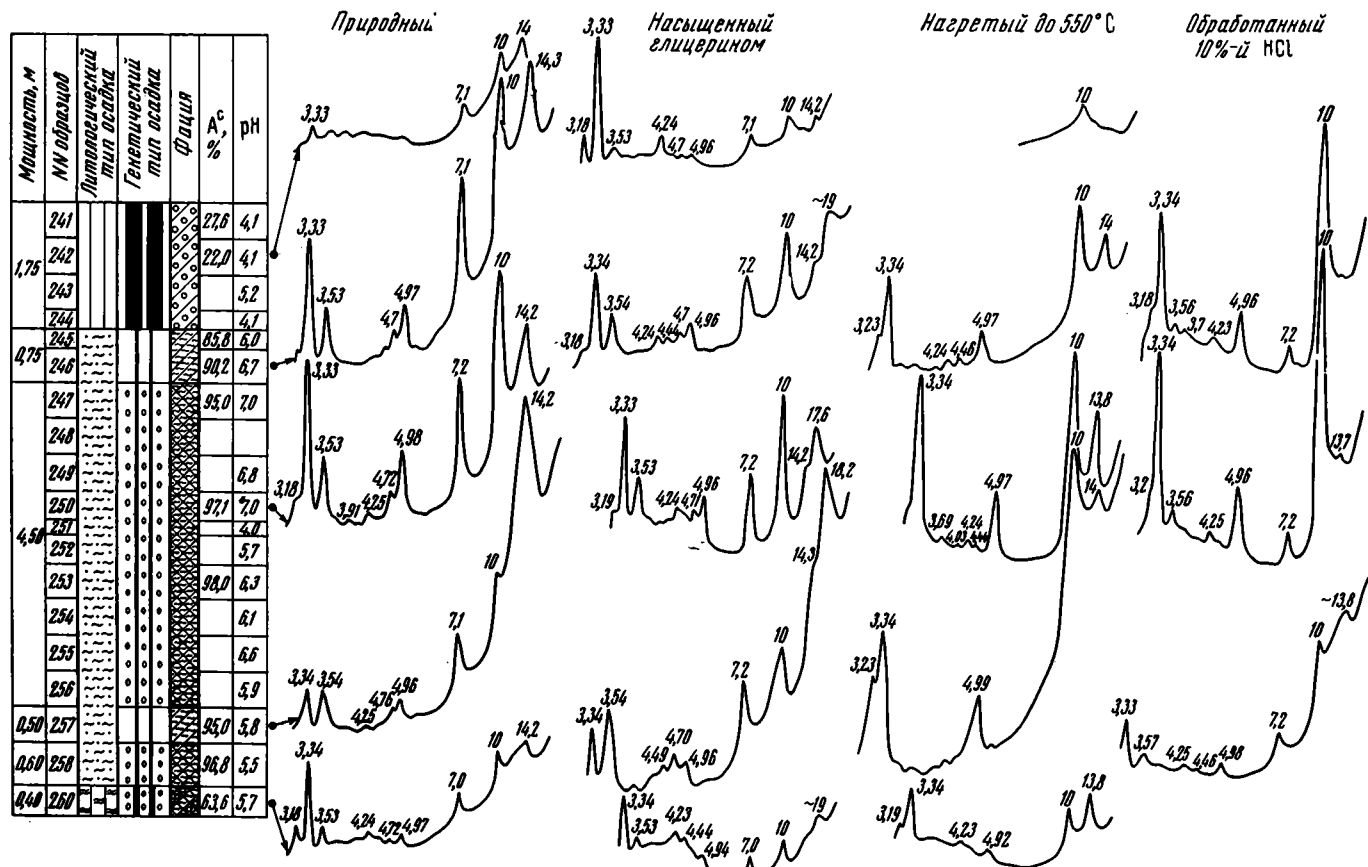
3а) *Фация глинисто-гумусовых осадков относительно подвижных заиляющихся древесных торфяных болот* (фиг. 3, обр. 7). Осадки данной фации, как и предыдущей, могут быть встречены в любой части разреза торфяной залежи. Они представлены глинистым гелинито-посттелинитовым древесным торфом. На долю органической части осадка приходится более 40%, минеральной — менее 60%. Глинистое вещество находится в механической смеси с торфом, неравномерно насыщая его. Местами оно окрашено продуктами гумификации растительного материала, местами скрыто скоплением атритовых частичек торфа. В составе глинистой фракции наряду с каолинитом и гидрослюдой, унаследованными от первичной глинистой мути, появляются смешаннослойные фазы вермикулит-хлоритового типа, фиксирующиеся на дифрактограммах прокаленного образца базальными рефлексами 12,2—11,8 Å. При насыщении образца глицерином межплоскостное расстояние у этих минералов сохраняется таким, какое характерно для природного образца. Типичные монтмориллониты с рефлексом 17,6 Å в насыщенном состоянии в составе

¹ Пределы соотношения органического и минерального вещества даны по фактическим образцам. Органическая составляющая осадка (включая $\pm \text{H}_2\text{O}$ и CO_2) определена по расчету: 100% минус процент неорганической части породы. Неорганическая часть осадка определена обычным анализом и далее рассчитана на 100% для получения сравнимых данных между отдельными анализами.



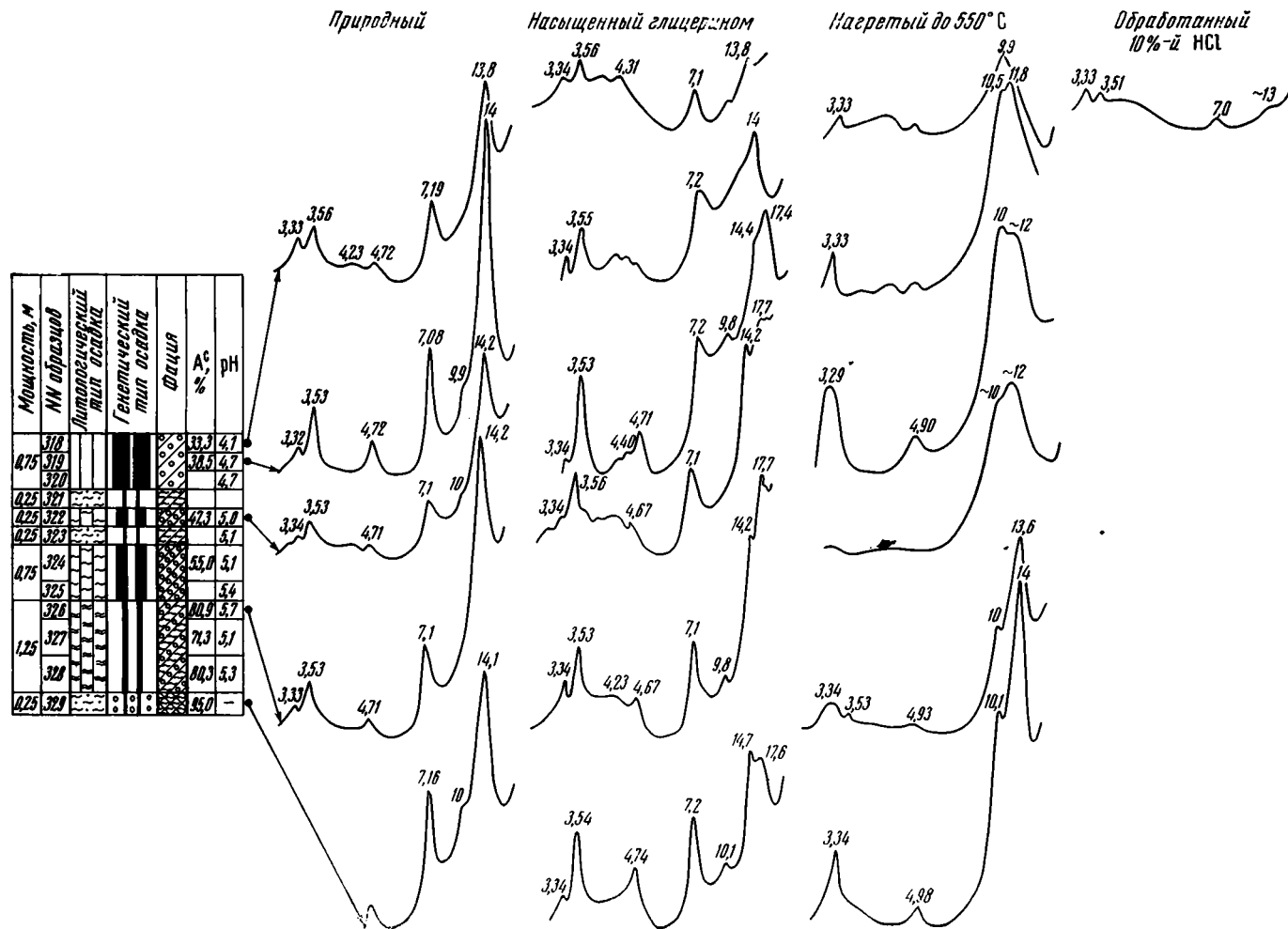
Фиг. 3. Дифрактограммы глинистых минералов и фации осадконакопления в торфянике Пичорского месторождения Колхиды (скв. 107)

Условные обозначения см. на фиг. 2



Фиг. 4. Дифрактограммы глинистых минералов и фации осадконакопления в торфянике Имнатского месторождения Колхиды (скв. 125)

Условные обозначения см. на фиг. 2



Фиг. 5. Дифрактограммы глинистых минералов и фазы в торфянике Кобулетского месторождения Колхиды (скв. 130)

Условные обозначения см. на фиг. 2

глинистой фракции осадка обнаруживаются редко. Чаще вместо них присутствует монтмориллонитовый минерал с межплоскостным расстоянием 18,2—19 Å. Под микроскопом глинистое вещество там, где оно проявляется, имеет коллоидную структуру. рН среды осадка — 5,5—4,5.

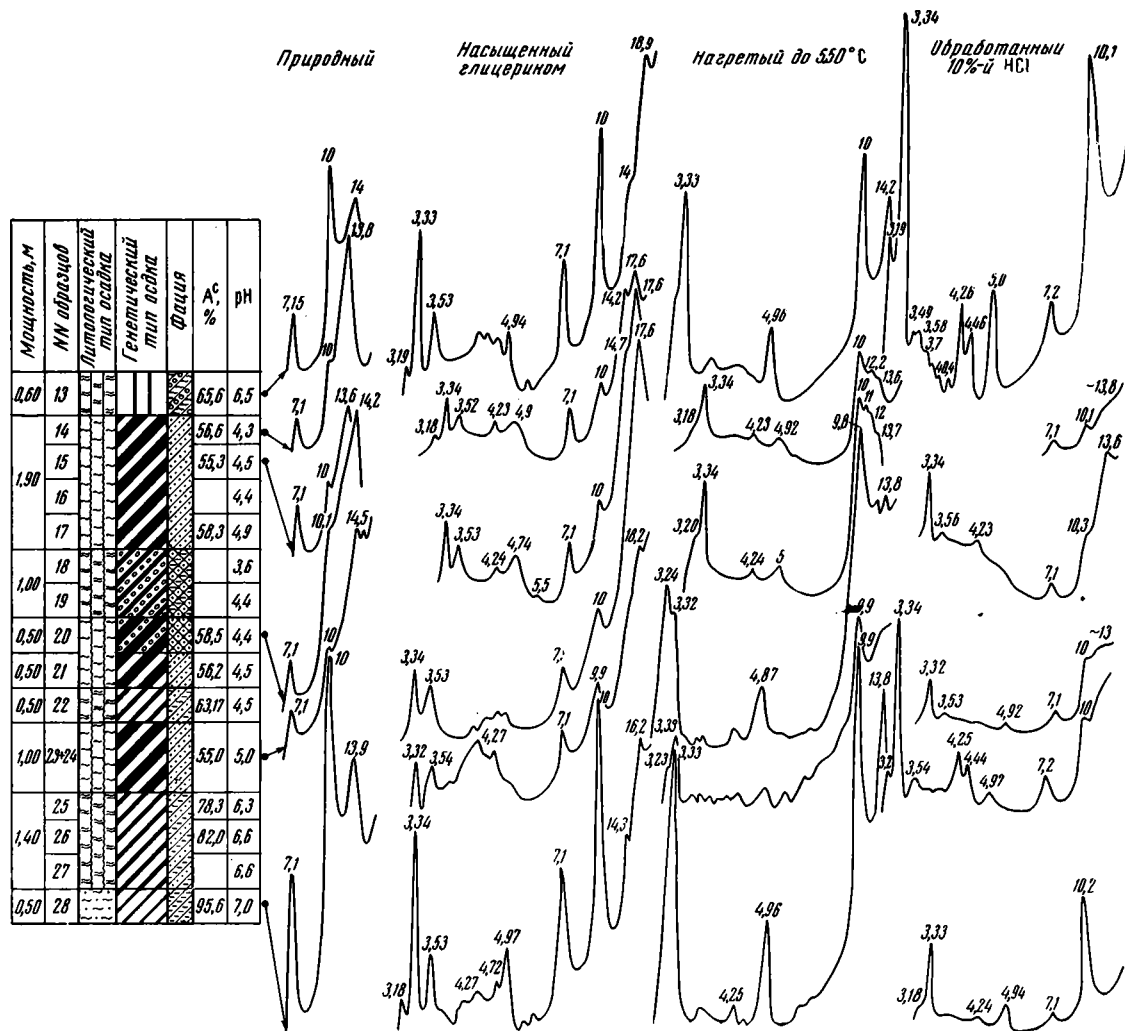
4а) *Фация гумусовых осадков относительно подвижных древесных торфяных болот.* Осадки описываемой фации характерны для центральных частей торфяных болот. Они представлены гелинито-постгелинитовым малозольным древесным торфом, особенностью которого является слабое разложение древесного исходного материала. Минеральная часть в торфе составляет менее 35%, органическая — более 65%. В шлифе глинистое вещество не обнаруживается; оно тонко перемешано с аттитовыми частичками торфа. Глинистая фракция представлена каолинитом и гидрослюдой. Хлорит и монтмориллонит, поступавшие в осадок в составе первичной мути, отсутствуют. Дифрактограммы характеризуются заметно выраженным фоном, что говорит о присутствии во фракции примеси аморфного минерального материала. рН среды осадка — около 4,5.

Б. Макрофация отложений относительно устойчивых древесных торфяных болот (фации 1б, 2б, 3б, 4б — табл. 1)

1б) *Фация глинистых осадков зарастающих озерных водоемов относительно устойчивых древесных торфяных болот* (фиг. 3, обр. 10; фиг. 4, обр. 246, 257). Осадки данной фации непосредственно подстилают торфяной пласт и связаны с ним постепенным переходом. Они также слагают прослои в торфяных залежах. Представлены глинами, иногда алевроитистыми. Они имеют бурую окраску различной интенсивности вследствие сильного разложения растительного материала, присутствующего в них. В ряде случаев обнаруживаются корешки растений. Осадок состоит из 95—90% минерального вещества и 5—10% органического. Глинистая фракция представлена каолинитом, гидрослюдой, хлоритом и монтмориллонитовым минералом, который обнаруживает в насыщенном глицеринном состоянии рефлексы 18,2—19 Å вместо 17,6 Å, характерного для исходного монтмориллонита. При этом в ряде случаев отмечается расширение пиков. При прокаливании межплоскостное расстояние минерала уменьшается до 10 Å. В шлифе глинистое вещество обнаруживает чешуйчатую структуру. рН среды осадка — 6,5—6,0.

2б) *Фация глинистых осадков относительно устойчивых проточных древесных торфяных болот* (фиг. 2, обр. 1081; фиг. 5, обр. 326; фиг. 6, обр. 13). Осадки описываемой фации слагают слои в любой части разреза торфяной залежи. Они представлены глинами, сильно обогащенными гелинито-преколлинитовым древесным торфом. Минерального и органического вещества в осадке соответственно 80—65 и 20—35%. Торф представлен сильно разложенными в процессе гелефикации остатками древесных тканей, большая часть которых перешла в слабоструктурное (преколлинитовое) гелефицированное вещество, а меньшая представлена фрагментами различных размеров то с более, то с менее сохранившейся клеточной структурой. Глинистое вещество местами пропитано продуктами разложения древесных тканей, благодаря чему приобретает бурую окраску и более или менее коллоидную структуру. Местами глина тонко перемешана с сильно гумифицированным веществом, и его присутствие в этих участках определяется по грязновато-бурым тонам торфяной массы.

Имеются участки глинистого вещества с незначительной примесью рассеянного в нем древесного мелкого аттрита. Глинистое вещество в этих участках серое и имеет чешуйчатую структуру. В минеральном составе глинистой фракции наряду с сохранившимся каолинитом и гидрослюдой отмечаются, как и в глинистой фракции предыдущей фации, изменения монтмориллонита, проявляющиеся в одних случаях в увеличении межплоскостного расстояния до 18,9 Å. В других случаях монтмориллонитовые пики при 17,6 и 17,8 Å сохраняются, но оказываются ослаблен-



Фиг. 6. Дифрактограммы глинистых минералов и фашия осадконакопления в торфянике Набадского — II месторождения Колхиды (скв. 100)

Условные обозначения см. на фиг. 2

ными, расширенными, часто с намечающимся раздвоением при насыщении минерала глицерином. В хлорите часто появляются пакеты с подвижными межслоевыми промежутками, относящимися к вермикулиту. Это фиксируется появлением в большинстве случаев на дифрактограммах прокаленного образца базальных рефлексов, соответствующих 13,6 и 13,4 Å вместо 14 и 13,8 Å, характерных для типичного хлорита исходной глины. Иногда обнаруживается смешаннослойная фаза с расширенным низким пиком при 9,8 Å в насыщенном глицерином состоянии, являющимся средним значением рефлексов $d_{001}=10$ Å гидрослюда и $d_{002}=8,9$ Å монтмориллонита. рН среды осадка — 6,5—5,5.

3б) *Фация глинисто-гумусовых осадков относительно устойчивых заиливающихся древесных торфяных болот* (фиг. 2, обр. 947; фиг. 5, обр. 322, 324). Осадки данной фации, как и предыдущей, слагают слои торфяной залежи в любой ее части. По вещественному составу это гелинито-преколлинитовый глинистый древесный торф, характерной особенностью которого является очень сильная гумификация древесного материала. В составе осадка 40—65% принадлежит органическому веществу, остальные 60—35% относятся к минеральному. Сильная гумификация растительного материала обусловила присутствие в составе торфа значительного количества бесструктурного или хлопьевидного органического вещества, являющегося продуктом коагуляции гуминовых кислот. Глинистая составляющая торфа в шлифе большей частью незрима, особенно когда количество глины подчиненное. Местами, где глинистого вещества сравнительно много, оно окрашено в бурые тона, обнаруживает волнистое погасание и коллоидную структуру. Отмечаются новообразования аморфного кремнезема, который заполняет клеточные полости в сохранившихся древесных тканях, подобно тому, как это было отмечено Е. А. Яриловой и Е. И. Парфеновой (1957) при изучении почв.

Данное явление сопровождается повышением содержания (до 4,0—5,3%) аморфного кремнезема в глинистой фракции, выделенной из описываемого фациального типа торфа (табл. 3); в исходной мути аморфный кремнезем составляет всего около 1%. В минеральном составе глинистой фракции унаследованы каолинит и гидрослюда. Значительно уменьшается количество хлорита; в нем все больше появляются разбухающие слои вермикулитового типа с образованием новых смешаннослойных минералов вермикулит-хлорита и хлорит-вермикулита с рефлексами 13—12 Å при прокаливании образца. Наметившиеся изменения в структуре монтмориллонита в предыдущем фациальном типе осадка в данном случае еще более усиливаются, на что указывает увеличившееся расширение пиков 19 и 17,8 Å при насыщении минерала глицерином, а также нередко возникновение на их месте диффузных зон. Смешаннослойная фаза с рефлексом 9,8 Å в насыщенном глицерином образце либо отсутствует, либо выражена очень нечетко. рН среды осадка — 5,5—4,5.

4б) *Фация гумусовых осадков относительно устойчивых древесных торфяных болот* (табл. 2 и фиг. 2, обр. 486; фиг. 3, обр. 3; фиг. 4, обр. 242; фиг. 5, обр. 318, 319). Осадками данной фации слагаются слои торфяной залежи в центральных ее частях, наиболее удаленных от окраин болота. Осадок представляет собой малозольный гелинито-преколлинитовый древесный торф, характеризующийся сильной степенью разложения. На долю органической части торфа приходится более 65%; минеральная часть составляет менее 35%. Глинистое вещество в шлифе не выявляется; оно находится в тонкой смеси с гумифицированной массой растительного материала. Как и в предыдущем генетическом типе торфа, здесь также наблюдается аморфный кремнезем, заполняющий клеточные полости в остатках древесных тканей, который фиксируется в химическом составе глинистой фракции торфа в повышенных количествах (см. табл. 3). Особенность минерального состава глинистой фракции торфа — полное отсутствие монтмориллонита и хлорита. Вместо хлорита появляется ново-

Химический состав глинистой фракции $< 0,001$ мм из осадков различных фациальных типов Колхиды

№ обр. № скв.	Генетический тип осадка	Зольность Ас, %	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	SiO ₂	Al ₂ O ₃
															аморфный	свободный
242 125	Гелинито-преколлинитовый древесный торф	22,04	56,44	1,42	24,04	4,09	Не опр.	0,03	9,57	0,50	1,24	2,23	0,43	99,99	5,29	4,34
245 125	Глина бурая с сильно разложенным древесным растительным материалом	85,85	58,06	1,04	23,48	6,91	1,07	0,05	1,14	3,08	0,84	4,26	0,02	99,95	1,57	1,07
257 125	То же	95,0	57,70	0,95	22,82	10,68	1,11	0,05	1,45	4,61	0,48	4,18	0,02	100,05	Не опр.	Не опр.
242 125	Сухой остаток воды, отжатой из торфа	Не опр.	4,36	Нет	Нет	3,30	6,30	Нет	19,20	12,41	49,95	4,27	0,19	99,98	» «	» »
318 130	Гелинито-преколлинитовый древесный торф	33,31	59,32	1,85	25,38	5,89	Не опр.	0,06	2,45	2,14	0,81	2,02	Не опр.	100,0	» »	» »
322 130	Гелинито-преколлинитовый глинистый древесный торф	47,3	57,30	1,07	20,57	6,12	2,29	0,09	2,68	4,01	1,97	3,19	0,37	100,0	» »	» »
328 130	Глина с гелинито-преколлинитовым древесным торфом	80,3	59,98	0,26	18,03	6,19	2,10	0,05	3,54	4,55	1,70	3,30	0,24	99,97	» »	» »
486 89	Гелинито-преколлинитовый древесный торф	33,85	59,53	1,42	23,40	5,46	Не опр.	0,02	5,22	1,03	1,15	2,02	0,72	99,97	4,14	2,33
947 89	Гелинито-преколлинитовый глинистый древесный торф	49,44	61,54	1,02	22,94	4,28	» »	0,07	4,14	2,05	0,91	2,78	0,26	100,01	2,41	1,53
1020 89	Глина со слабо разложенным древесным растительным материалом	90,70	62,32	1,30	20,52	2,13	3,39	0,06	2,43	3,43	1,67	2,59	0,16	100,0	0,55	0,18

образованный вермикулит, который в насыщенном состоянии имеет рефлекс около 14 Å, а при прокаливании сжимается примерно до 10 Å.

В торфах, особенно малозольных, отсутствует и вермикулит. От первично поступившего глинистого материала в область торфонакопления в описываемом торфе сохранились гидрослюда и каолинит. Последний иногда обнаруживается в повышенном количестве, что свидетельствует о его новообразовании. Нередким спутником глинистой фракции торфа является аллофан, характеризующийся показателем преломления 1,50—1,49. Под электронным микроскопом он имеет вид шариков, собранных в цепочки или изолированных, не обнаруживающих микродифракции. Характерная черта дифрактограмм глинистой фракции торфа — заметный фон, свидетельствующий о присутствии аморфных примесей, чего не отмечается на дифрактограммах, снятых с глинистой фракции илов с малым содержанием растительного материала. pH среды осадка — 5,2—4,1.

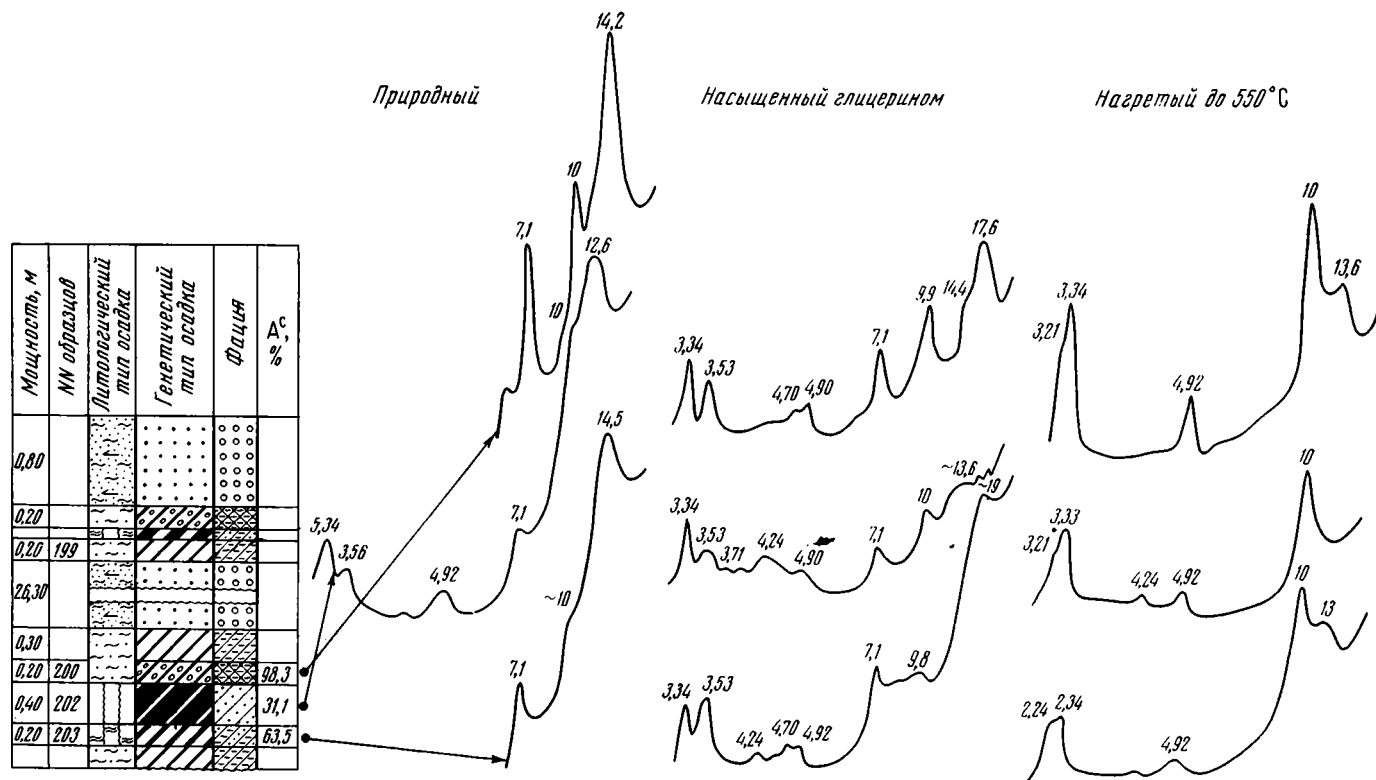
Отложения травяных торфяных болот. Как и в предыдущей генетической группе, наиболее широко в разрезе травяных торфяных залежей распространены осадки с преколлининовой структурой органического вещества.

В. Макрофагия отложений относительно подвижных травяных торфяных болот (фагия 1в, 2в, 3в, 4в — табл. 1).

1в) *Фагия глинистых осадков зарастающих озерных водоемов относительно подвижных травяных торфяных болот* (фиг. 7, обр. 200). Осадки этой фации, слагающей основания торфяных залежей, могут представлять сравнительно мощные межугольные прослои, а также верхние слои разреза ископаемых торфяников. Это серые с буроватым оттенком глины со слабо разложившимися остатками тростника, которые имеют вид крупного и мелкого аттрита. В осадке 2—5% приходится на органическое вещество и 98—95% принадлежит минеральному. По составу глинистых минералов осадок близок к исходной глине. Он содержит каолинит, гидрослуду, хлорит и монтмориллонит. Глинистое вещество в шлифе имеет чешуйчатую структуру. pH среды осадка — около 7,0—6,0.

2в) *Фагия глинистых осадков относительно подвижных проточных травяных торфяных болот* (фиг. 3, обр. 6; фиг. 6, обр. 18, 19). Осадки приурочиваются к любой части торфяной залежи. Они представлены глиной (более 65%) с гелинито-постгелинитовым тростниковым торфом, на долю которого приходится менее 35%. Глинистое вещество в осадке имеет неравномерную то более серую, то более бурую окраску. В участках с повышенным содержанием травяного аттрита его не видно; там, где проявляется, оно имеет чешуйчатую текстуру. В фазовом составе глинистой фракции отмечаются каолинит, гидрослуда, почти полностью растворимая в 10%-ной соляной кислоте, хлорит, иногда с намекающимся разбуханием слоев, и монтмориллонитовый минерал, определяемый рефлексом 18,9 Å в образце, насыщенном глицерином. pH среды осадка 6,0—5,5.

3в) *Фагия глинисто-гумусовых осадков относительно подвижных заиляющихся травяных торфяных болот* (фиг. 6, обр. 20). Осадками данной фации слагается любая часть торфяной залежи. Они относятся к глинистому гелинито-постгелинитовому тростниковому торфу, который состоит из сочетания слабо разложившихся остатков тростника, измельченных в процессе гумификации до крупного и мелкого аттрита. Бесструктурное вещество торфа, являющееся результатом синтеза продуктов гумификации тростника, присутствует в осадке в различных количествах. Только местами обнаруживается глинистое вещество, имеющее коллоидную текстуру. В торфе отмечаются многочисленные корешки, пронизывающие его массу. На долю органической части осадка приходится более 40%; минеральная составляет менее 60%. В составе глинистой фракции обнаруживается значительно больше минералов, чем в тонкодисперсной взвеси, поступавшей в торфяник. Кроме унаследованных минералов — каолинита, гидрослуды и монтмориллонита — появляются сме-



Фиг. 7. Дифрактограммы глинистых минералов и фации осадконакопления в ископаемом торфянике (скв. 4 севернее с. Квемо-Квалони)

Условные обозначения см. на фиг. 2

шаннослойные фазы вермикулит-хлорита и хлорит-вермикулита, определяемые рефлексами 13,6—11 Å при прокаливании препарата. В некоторых осадках этого типа в очень небольшом количестве сохраняется хлорит. Особенностью гидрослюда осадка, по сравнению с исходной в первичной мути, является ее полное растворение в 10%-ной соляной кислоте. Иногда вместо монтмориллонита, проявляющего тенденцию к растворению в соляной кислоте, обнаруживается монтмориллонитовый минерал с отражением от базальной плоскости в 18,9 Å. pH среды осадка — примерно 6,0—4,5.

4в) *Фация гумусовых осадков относительно подвижных травяных торфяных болот* (фиг. 3, обр. 5). Осадки данной фации чаще всего приурочиваются к центральным частям торфяного болота и к середине разреза торфяной залежи. Это гелинито-посттелинитовые тростняковые торфы с зольностью менее 35%. На долю органической составляющей осадка приходится более 65%. Торф состоит из скопления мелкого и крупного травяного аттрита, слабо сцементированного небольшим количеством бесструктурного вещества. Последнее является продуктом коагуляции гуминовых веществ, возникших при гумификации растительного материала. Глинистое вещество не видно в торфе. Оно тесно перемешано с аттритовыми частичками и лишь местами распознается благодаря грязновато-бурым тонам вещества торфа. Обнаруживаются довольно часто корешки травяных растений хорошей сохранности. В составе глинистой фракции унаследованы каолинит и гидрослюда. Последняя почти полностью растворима в 10%-ной соляной кислоте. Хлорит и монтмориллонит, присущие исходной мути, в глинистой фракции торфа отсутствуют. Новообразованным является вермикулит, определяемый по 14 Å рефлексу в насыщенном образце, который при прокаливании образца смещается до 10 Å. pH среды осадка — 4,5—4,0.

Г. Макрофация отложений относительно устойчивых травяных торфяных болот (фации 1г, 2г, 3г, 4г — табл. 1)

1г) *Фация глинистых осадков зарастающих озерных водоемов относительно устойчивых травяных торфяных болот* (фиг. 6, обр. 28). Осадки данной фации чаще всего подстилают торфяную залежь. Они представлены бурой глиной, содержащей сильно разложенные остатки тростника и других травяных растений. Органическое вещество осадка составляет 5—15%; минеральное — 95—85%. Вследствие сильного разложения растительного материала глина местами окрашена в бурые тона. Глинистая фракция осадка состоит из каолинита, гидрослюда, хлорита и монтмориллонитового минерала с межплоскостным расстоянием 18,2 Å при насыщении препарата глицерином. В ряде случаев обнаружена смешаннослойная фаза гидрослюда — монтмориллонит, диагностируемый по базальному отражению 9,8 Å насыщенного образца. Эта фаза, как и монтмориллонитовый минерал, в исходной глине отсутствует. pH среды осадка — в среднем 6,8—7,0.

2г) *Фация глинистых осадков относительно устойчивых проточных травяных торфяных болот* (фиг. 5, обр. 22, 25, 26, 27; фиг. 7, обр. 203). Осадки данной фации не имеют определенной приуроченности к какой-либо части разреза торфяного пласта. Эти глины сильно обогащены гелинито-преколлинитовым тростняковым торфом, на долю которого приходится 20—35%. Минеральная часть торфа составляет 80—65%. Торф состоит из сильно разложенных обрывков стеблей и корневищ тростника. Вещество торфа имеет комковатую структуру или представлено очень тонким аттритом. Оно неравномерно распределяется в глине, в разной степени ее обогащая. Изредка встречаются гумифицированные корешки, имеющие четко выраженную форму. Глинистое вещество характеризуется в шлифе чешуйчатой структурой и неравномерно окрашено в буроватые тона продуктами разложения растительного материала. Унаследованными от исходной глины в составе фракции оказываются каолинит, гидро-

слюда и хлорит. Лишь иногда в хлорите появляются единичные разбухающие слои, фиксирующиеся отражением около 13 Å при прокаливании образца. Изменения монтмориллонита определяются увеличением межплоскостного расстояния до 18,2—19 Å при насыщении минерала глицерином; пики при этих рефлексах нередко расширены. Иногда появляется смешаннослойная фаза типа гидрослюда — монтмориллонит с межплоскостным расстоянием 9,8 Å в насыщенном состоянии глинистой фракции глицерином. рН среды осадка — 6,5—6,0.

3г) *Фация глинисто-гумусовых осадков относительно устойчивых заиляющихся травяных торфяных болот* (фиг. 6, обр. 14, 15, 23+24). Осадки фации встречаются по всему разрезу торфяной залежи. Они представлены гелинито-преколлинитовым глинистым тростняковым торфом. Растительный материал в торфе сильно гумифицирован. Вследствие этого все вещество торфа состоит из агрегата мельчайших комочков, потерявших контуры, и частичек тонкого аттрита. Обнаруживается довольно много сохранившихся корешков травянистых растений, пронизывающих вещество торфа. На долю органической части описываемого осадка приходится 40—65%; минеральной — 60—35%. Глинистое вещество осадка большей частью тесно перемешано с органической массой торфа, и его присутствие определяется по грязноватому тону торфяной массы. Местами оно достаточно точно диагностируется. В участках с малой примесью органического материала глинистое вещество имеет чешуйчатую структуру. На контактах с корешками или в участках пигментации продуктами гумификации растительного материала глина колломорфна. Фазовый состав глинистой фракции, выделенной из торфа, значительно отличается от состава глины, поступавшей в момент формирования осадка. Сходство обнаруживается только в отношении каолинита. Хлорит содержит разное количество пакетов с подвижными межслоевыми промежутками вермикулитового типа, в связи с чем появляются в прокаленном образце базальные рефлексы, соответствующие 13,6; 13,4; 13,0 и 11,8 вместо 14,0 и 13,8 Å, характерных для хлорита исходной глины. Рефлексы часто раздвоены или несколько расширены, диффузны. Вместо монтмориллонита нередко появляется минерал с межплоскостным расстоянием 18,2—18,9 Å в насыщенном состоянии образца также с характерными для него расширенными и диффузными пиками. Сохранившиеся монтмориллониты с рефлексами 17,6 Å, а также большая часть гидрослюды оказываются растворимыми в 10%-ной соляной кислоте при обработке ею образца. Причем количество гидрослюды уменьшается по мере увеличения в осадке тростникового растительного материала. Рефлексы, соответствующие гидрослюде, часто плохо разрешаются. Чаше, чем в осадках предыдущей фации, в насыщенных глицерином образцах глины появляются нечеткие рефлексы при 9,8 или 9,4 Å, соответствующие гидрослюде с небольшим количеством разбухающих слоев монтмориллонитового типа. рН среды осадка — 6,0—4,5.

4г) *Фация гумусовых осадков относительно устойчивых травяных торфяных болот* (фиг. 3, обр. 4; фиг. 7, обр. 202). Осадки этой фации характерны для центральных частей торфяных залежей. Они представлены малозольным гелинито-преколлинитовым травяным торфом, исходный растительный материал в котором претерпел сильное разложение в процессе гумификации. На органическую часть осадка приходится более 65%. Минеральное вещество составляет менее 35%. Оно тонко перемешано с гумифицированной растительной массой. Иногда остатки клеточных полостей заполняет аморфный кремнезем или им инкрустированы целлюлозные стенки клеток. Отмечается много корешков, пронизывающих массу торфа. В глинистой фракции полностью отсутствует хлорит и монтмориллонит — характерные компоненты первичной мути. Конечным продуктом разрушения хлорита явился новообразованный вермикулит, обнаруживающийся рефлексами до 14 Å в насыщенном состоянии образца

и 10 Å рефлексом при прокаливании. Гидрослюды меньше по сравнению с ее количеством в осадках с небольшим содержанием растительного травянистого материала. Она полностью становится растворимой в 10%-ной соляной кислоте при обработке образца. Появившийся в осадках предыдущих фаций смешаннослойный минерал гидрослюда — монтмориллонит с рефлексом 9,8 Å в насыщенном состоянии образца в осадке данной фации отсутствует. Унаследованным минералом в глинистой фракции осадка остается только каолинит. При этом количество его в ряде случаев несколько увеличено по сравнению с поступающим в составе первичной мути. рН среды осадка — 5,0—4,0.

ИСТОРИЯ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПАХ ОСАДКОВ

Для выяснения поставленного вопроса проследим изменение глинистых минералов первичной тонкодисперсной мути в различных фациальных типах осадков, характеризующихся неодинаковым содержанием растительного материала, с различной степенью разложения и принадлежащего к остаткам растений различного ботанического состава. С этой точки зрения рассмотрим вначале фациальные типы осадков, связанные с остатками растений древесного типа. Как видно из описания и табл. 1, эти осадки принадлежат к двум макрофациям: А — отложений относительно подвижных древесных торфяных болот; Б — отложений относительно устойчивых древесных торфяных болот. Каждая макрофация включает ряд фаций, в которых осадки последующей в отличие от предыдущей при прочих равных условиях характеризуются увеличивающимся содержанием органического вещества, возникшего при разложении древесного растительного материала, то более слабым, то более сильным. Следовательно, основное отличие осадков между собой как в макрофации А, так и в макрофации Б определяется количеством образовавшегося в них однотипного по структуре органического вещества: в перзой — постелинитового (слабая степень разложения растительного материала), во второй — преколлинитового (сильная степень разложения растительного материала).

Если сравнить минеральный состав глинистой фракции осадков каждой макрофации, начиная с фации глинистых осадков зарастающих озерных водоемов до гумусовых осадков древесных торфяных болот, то увидим, что по мере увеличения гумифицирующегося растительного материала в осадке той или иной фации обнаруживается все большее преобразование и разрушение наименее устойчивых в условиях болотного режима минералов первичной тонкодисперсной мути, к числу которых относятся прежде всего монтмориллонит и хлорит.

Проследивая историю существования монтмориллонита в описанных выше рядах фациальных типов осадков (см. табл. 1), устанавливаем, что его изменение по мере увеличения в осадке органического вещества любой структуры проявляется чаще всего в увеличении межплоскостного расстояния до 18; 18,2 и 19 Å при насыщении образца глицерином. Так, в скв. 107 (см. фиг. 3) монтмориллонит глинистой фракции обр. 9 с содержанием органического вещества около 2,0% в насыщенном состоянии глицерином имеет межплоскостное расстояние 17,7 Å, выраженное четким пиком. В глинистой же фракции обр. 10, в котором органического вещества примерно 15%, монтмориллонитовый рефлекс сместился до 18,2 Å; при содержании органического вещества 45,6% в обр. 7 рефлекс сместился еще больше — до 18,9 Å, а затем в типичном древесном торфе с зольностью 18,4% (обр. 3) монтмориллонит разрушился полностью.

Сказанное подтверждается примерами и по другой скважине (фиг. 4, обр. 260, 257, 250, 246, 242). Увеличение межплоскостного расстояния монтмориллонита скорее всего объясняется адсорбированием на поверх-

ности его базальных плоскостей молекул органических соединений, являющихся продуктами гумификации растительного материала. Это вытекает из того, что обработка образцов 3%-ной перекисью водорода приводит к уменьшению отражения до 89 Å, а иногда и к полному разрушению монтмориллонитового минерала. Изменение межплоскостного расстояния при разбухании кристаллической решетки монтмориллонита часто сопровождается расширением и раздвоением пиков, а также уменьшением интенсивности рефлексов (фиг. 4, обр. 260, 246). Однако иногда встречается монтмориллонит, который сохраняет характерное межплоскостное расстояние 17,6 Å в препарате, насыщенном глицерином, несмотря на достаточное содержание растительного материала в осадке. При этом его рефлексы на дифрактограммах не обнаруживают, как правило, острых пиков; они бывают закруглены или диффузны (фиг. 5, обр. 324, 322).

Переработка монтмориллонита в описанных фаціальных рядах сопровождается уменьшением его количества по мере увеличения объема растительного материала в осадке данной фации. В глинистой фракции торфов с зольностью менее 35% монтмориллонит отсутствует (табл. 2 и фиг. 2, обр. 486; фиг. 3, обр. 7; фиг. 4, обр. 242; фиг. 5, обр. 318, 319). Этот процесс количественного изменения монтмориллонита и его полного разрушения наглядно иллюстрируется разрезом торфяной залежи Набадского — II месторождения Колхиды по скв. 89 (см. фиг. 2). Разрушение монтмориллонита не сопровождается возникновением на дифрактограммах каких-либо признаков смешаннослойных фаз. Очевидно, кристаллическая решетка монтмориллонита в кислой среде (рН 5,0—4,5) торфяных болот неустойчива и разрушается сразу до свободных окислов кремния и алюминия. На это указывают повышенное содержание в химическом составе глинистой фракции из торфа аморфного кремнезема, иногда проявляющегося в виде заполнения остатков клеточных полостей в растительных тканях, появление свободного глинозема (табл. 3), аллофана, а также часто некоторое увеличение содержания каолинита (см. табл. 2: фиг. 2) по сравнению с его количеством в исходной глине. Возможность превращения монтмориллонита в каолинит подтверждается экспериментально (Боголюбова и др., 1971). При этом показано, что новообразованный каолинит не является результатом трансформации монтмориллонита, а возник синтетическим путем из продуктов разрушения его кристаллической решетки.

В хлорите по мере увеличения реакционноспособного растительного материала в осадках обеих макрофаций отмечается закономерное увеличение вермикулитовых слоев вплоть до полного исчезновения хлорита и возникновения вновь образованного вермикулита. Процесс стадийной трансформации хлорита в вермикулит отчетливо прослеживается во многих разрезах торфяных залежей Рионского межгорного прогиба. Например, в скв. 130 (см. фиг. 5) дифрактограммами фиксируется появление целой гаммы смешаннослойных минералов хлорит-вермикулитового типа, характеризующихся широким спектром соотношения хлоритовых и вермикулитовых слоев в зависимости от соотношения минерального и органического вещества в осадке данной фации. Так, в глинистой фракции осадка (обр. 329), содержащего всего 5% растительного материала, на дифрактограмме отмечается 14 Å рефлекс в прокаленном образце, соответствующий типичному хлориту. При содержании растительного материала в осадке около 20% (обр. 326) в хлорите появляется небольшое количество разбухающих слоев вермикулитового типа, что фиксируется рефлексом 13,6 Å прокаленного образца. Повышение содержания растительного материала до 45% (обр. 324) сопровождается увеличением в хлорите вермикулитовых слоев и смещением в связи с этим рефлексов до 12 Å при прокаливании образца. В глинистой фракции обр. 319, содержащего растительного материала более 60%, определяется минерал с рефлексом 11,5 Å, в котором вермикулитовые слои уже преобладают над хло-

ритовыми, а в глинистой фракции обр. 318, т. е. в типичном торфе с зольностью около 30%, хлорит полностью преобразуется в вермикулит. Последнее наблюдается также и по скв. 125 (фиг. 4, обр. 242) и скв. 89 (фиг. 2, обр. 486).

Количественное изменение хлорита и появление вермикулита в минералогическом составе глин по мере развития процесса торфообразования показано на разрезе торфяной залежи Набадского—II месторождения (фиг. 2, скв. 89) интенсивностью базальных отражений минералов (табл. 2). Однако исключением является хлорит в осадках скв. 107 Пичорского месторождения Колхиды (фиг. 3). Как видно из дифрактограмм, хлорит прослеживается неизменным во всех осадках торфяной залежи независимо от соотношения в них органического и минерального материала. И характерно то, что даже в торфе он диагностируется отчетливым рефлексом 13,8 Å при прокаливании образца. Особенностью указанного хлорита является иногда отсутствие эффекта растворения его в 10%-ной соляной кислоте. Следовательно, он достаточно устойчив в кислой среде, а поэтому необычен и нуждается в дальнейшем изучении. Процесс разрушения монтмориллонита и трансформации хлорита в описанных фациальных рядах осадков макрофаций сопровождается уменьшением в химическом составе глинистой фракции относительного содержания железа и магния, как это видно из табл. 3 (скв. 125, 130, 89), являющихся составными элементами кристаллических решеток этих минералов. При этом высвобождающиеся железо и магний переходят в растворенное состояние, обогащая воду, насыщающую торфяную залежь (табл. 3, скв. 125, обр. 242).

Каких-либо заметных изменений в истории существования гидрослюды, являющейся главным образом диоктаэдрической мусковитового типа, в описанных различных фациальных типах осадков не обнаруживается. Очевидно, этот компонент первичной обломочной мути относится к числу довольно устойчивых в условиях болотного режима с древесным фитоценозом. Но листочки биотита, как показывает оптическое исследование, под действием гумифицирующегося растительного материала обесцвечиваются, набухают, расщепляются по спайности и приобретают сноповидную форму. Следовательно, для существования биотита условия болотного режима оказываются неподходящими. Возможно, обнаруживающаяся эпизодически в осадках с небольшим и умеренным содержанием растительного материала смешаннослойная фаза с рефлексом 9,8 Å является одним из промежуточных продуктов преобразования гидрослюды вследствие потери межслоевого калия.

Подмеченное относительное увеличение содержания каолинита в ряде разрезов торфяных залежей древесного типа (например, по скв. 89 Набадского—II месторождения; фиг. 2) по мере развития процесса торфообразования, а также выявленная возможность его возникновения из монтмориллонита в процессе эксперимента в условиях, близких к образованию природного торфа, подчеркивают устойчивость этого минерала в болотных обстановках.

Как влияет степень разложения древесного растительного материала при гумификации на интенсивность преобразования глинистых минералов?

Если сравнить соответствующие по соотношению органического и минерального вещества осадки описанных выше фациальных рядов, то нетрудно убедиться в том, что при малом содержании (менее 35%) растительного материала в осадке данной фации интенсивность преобразования некоторых глинистых минералов зависит от степени его разложения. Так, минеральный состав глинистой фракции осадка фации 1а (табл. 1), содержащего слабо разложенный растительный материал (табл. 2, обр. 1020; фиг. 3, обр. 9; фиг. 4, обр. 250; фиг. 5, обр. 329), тождествен составу исходной глины.

В составе глинистой фракции осадка фации 1б (табл. 1), содержащего примерно в том же количестве, но сильно разложенный растительный материал (фиг. 3, обр. 10; фиг. 4, обр. 257, 246), отмечаются изменения в монтмориллоните. В глинистой фракции осадка фации 2б в хлорите появляются вермикулитовые слои, в то время как в глинистой фракции осадка фации 2а хлорит неизменен. Следовательно, более сильное разложение древесного растительного материала при малом его содержании в осадке ускоряет процесс преобразования глинистых минералов. При значительном содержании гумифицирующихся древесных тканей в осадке той или иной фации влияние степени их разложения на интенсивность преобразования состава глины нивелируется. В связи с этим в глинистой фракции торфов, состоящих из слабо и сильно разложенного древесного растительного материала, присутствуют одни и те же глинистые минералы, но при условии, что исходная глина в обоих случаях минералогически была тождественна.

Если обратиться к анализу истории преобразования глинистых минералов в различных фациальных типах осадков торфяных залежей тростнякового типа, то оказывается, как видно из описания фаций, табл. 1, фиг. 6, 7, что в них обнаруживается та же закономерность в преобразовании глинистых минералов исходной муты, как и в соответствующих фациальных типах осадков с древесным растительным материалом: скорость преобразования отдельных глинистых минералов находится в прямой зависимости от количества гумифицирующегося растительного материала в осадке данной фации и степени его разложения в тех осадках, в которых органическое вещество присутствует сравнительно в небольших количествах.

Однако в залежах тростнякового типа действует на преобразование глинистых минералов, в частности гидрослюды, еще один фактор, связанный с процессом жизни тростняка, растущего на болоте. Это особенно наглядно проявляется в торфяных залежах, сложенных торфами из тростнякового и древесного исходного материала, но примерно близкой зольности и одинаковой структуры (например, преколлинитовые или постстеллититовые). Так, по разрезу торфяной залежи скв. 100 Набадско-го—II месторождения (фиг. 6) ясно видно резкое уменьшение количества гидрослюды в глинистой фракции тростнякового сильнозольного гелинито-преколлинитового торфа (средняя часть разреза залежи — обр. 23 + 24, 20, 15, 14) по сравнению с содержанием ее в глинистой фракции древесного торфа той же структуры и близкой зольности (верхний слой разреза залежи — обр. 13).

В глинистой фракции илов, пигментированных гелинито-преколлинитовым органическим веществом, возникшим из тростняка (основание разреза залежи — обр. 28), содержание гидрослюды близко к ее содержанию в древесном торфе. Оставшаяся часть гидрослюды в глинистой фракции тростнякового торфа очень неустойчива. Она почти полностью разрушается, как было сказано выше, при обработке ее 10%-ной соляной кислотой. Рефлексy гидрослюды характеризуются недостаточной четкостью и часто диффузны. Гидрослюда из глинистой фракции ольхового торфа нерастворима в соляной кислоте и обнаруживает предельно четкие рефлексy. Монтмориллонит из глинистой фракции тростнякового торфа проявляет также тенденцию к растворению в соляной кислоте.

Исследование химического состава золы живого тростняка и ольхи, растущих вблизи пробуренной скв. 100 (фиг. 6), показало (табл. 4), что в составе золы тростняка содержится 20—27% калия, а в составе золы ольхи — 6—9%. Вычисленный коэффициент биологического поглощения калия² у тростняка оказался равным 11, у ольхи всего 3. Следовательно,

² Коэффициент биологического поглощения, по Б. Б. Полюнову — частное от деления количества элемента, содержащегося в золе растений, на количество элемента, содержащегося в осадке субстрата.

одна из причин разрушения гидрослюды в тростняковом торфе — интенсивное потребление межслоевого калия живущими растениями тростника. Возможно, этому же фактору обязано появление какой-то части смешаннослойных фаз гидрослюды — монтмориллонита с рефлексами при 9,8 и 9,4 Å в глинистых и глинисто-гумусовых осадках, обогащенных то менее, то более гумифицирующимся растительным материалом.

Возможность разрушения и изменения гидрослюды таким биогенным путем подтверждается экспериментальными работами М. М. Мортланда, К. Лаутона и Ж. Ухара (Mortland a. th., 1956). Ими показано превращение биотита в вермикулит без каких-либо промежуточных фаз под влиянием роста пшеницы в опытных керамических горшках, наполненных чистым кварцевым песком с примесью измельченного биотита. Они установили, что интенсивность процесса преобразования биотита в вермикулит зависит главным образом от количества биотита, размера его частиц и присутствия других минералов, содержащих калий. Преобразование биотита в вермикулит, по их мнению, объясняется результатом взаимодействия корневой системы пшеницы с частицами биотита. Они предполагают, что корни являются агентами окисления октаэдрического железа в биотите. Вследствие этого возникающий избыточный положительный заряд компенсируется отрицательным зарядом тетраэдрического слоя, что приводит к высвобождению межслоевого калия из биотита. Процесс взаимодействия корневой системы растений с окружающим глинистым веществом, как было показано выше, мы наблюдали в шлифах, изготовленных из илов, подстилающих слои тростнякового и осокового торфа. Обнаруживается отчетливая ориентация глинистых частичек по отношению к гумифицированным корневым остаткам. Вследствие этого глинистое вещество в целом на контакте с корневыми остатками проявляет одновременное погасание и приобретает в ряде случаев коллоидную структуру.

На процесс взаимодействия почвенного материала с корнями деревьев широколиственных пород указывают Р. Л. Блевинс, Х. Холовайхук, Л. П. Вилдинг (Blevins a. th., 1970). Они отмечают, что в участках, прилегающих к корням, на расстоянии менее 0,4 мм от последних, уменьшается количество пор размером 20 мкм, увеличивается содержание ориентированной глины, которая оказывается более тонкодисперсной и с большим количеством микропор.

Таблица 4

Химический состав золы различных видов растений-торфобразователей

№ скважины	№ образца	Вид растения	Часть растения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	Коэффициент биологического поглощения, Ах
100	14а	Тростник	Корневые	45,95	0,54	3,83	2,27	0,30	6,28	6,17	6,35	24,36	3,93	99,99	} 11
	14б	То же	Стебли	52,46	0,08	1,11	1,82	0,12	2,45	2,35	9,43	27,44	2,70	99,97	
	14в	»	Листья	51,08	0,09	Нет	1,05	0,34	10,78	7,51	3,28	20,65	5,14	99,99	
	48б	Ольха	Корни	22,14	0,57	6,91	16,82	3,84	18,00	7,33	6,38	6,46	6,52	99,98	
89	486а	То же	Столбы	10,24	0,41	2,75	3,87	2,23	40,8	14,70	11,95	8,98	Нет	99,98	} 3

Из описания комплексов глинистых минералов осадков различных фаций и табл. 1 видно, что история существования глинистых минералов, их преобразование и возникновение тесно связаны со степенью кислотности среды фациального типа осадка, определяющей гидрохимический режим различных частей болота. Эта величина, как правило, находится в прямой зависимости от количества поступившего в осадок растительного материала того или иного ботанического состава. Наибольшая переработка первичной глинистой мути отмечается в гумусовых осадках, характеризующихся кислыми значениями pH 5,0—4,5.

Переработка глинистого вещества в целом по мере увеличения гумифицирующегося растительного материала в осадке данной фации проявляется не только в изменении его минерального состава, но и в общей аморфизации, а также в особенностях структуры, которая становится все более коллоидной в отличие от чешуйчатой исходной глины.

ВЫВОДЫ

1. Направленность и интенсивность переработки глинистых минералов в осадках контролируются количеством реакционноспособного растительного материала, степенью его разложения и ботаническим составом растущих болотных генераций. Все три фактора, взаимодействуя между собой, в сумме определяют парагенезы глинистых минералов, образующих генетические комплексы, характерные только для определенных фациальных типов осадков (см. табл. 1).

2. Из сравнения генетических комплексов глинистых минералов в описанных выше рядах фациальных типов осадков макрофаций, сменяющих друг друга по мере развития процесса торфообразования, обнаруживается отчетливая закономерность, выражающаяся вначале в обогащении, а затем в обеднении и обновлении минерального состава глинистых комплексов в направлении от фаций алевроито-глинистых осадков пойм и озерных водоемов до фаций гумусовых осадков типичных торфяных болот. Эта закономерность является результатом проявления устойчивости одних и изменчивости других глинистых минералов в различных гидрохимических и биохимических средах, присущих соответствующим фациям осадко- и торфонакопления.

3. Выявленные стадии в истории преобразования хлорита в вермикулит и подмеченная особенность разрушения монтмориллонита, обусловленные сменой фациальных типов осадков по мере увеличения реакционноспособного растительного материала, раскрыли причины неустойчивости этих минералов и расшифровали динамику процесса их изменения в условиях озерно-болотного и болотного режима.

4. Разрушение гидрослюд, обусловленное особенностью ботанического состава растений-торфообразователей, живущих на болоте, свидетельствует о важности биогенного фактора в переработке глинистого вещества.

5. Увеличение количества каолинита в глинистой фракции торфов по сравнению с исходной глиной, не сопровождающееся обнаружением промежуточных продуктов, а также появление вермикулита при переработке хлорита указывают на развитие процессов синтеза и трансформации при аутигенном минералообразовании в глинисто-гумусовых и гумусовых осадках торфяных болот.

6. Проведенное исследование в целом может служить яркой иллюстрацией роли фациальной среды осадочного процесса в познании истории существования тонкодисперсных компонентов глинистых минералов и установлении их генезиса.

- Боголюбова Л. И., Соколова А. Л., Юревич А. Л. О превращении монтмориллонита в каолинит (экспериментальные исследования).— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. Вещественный состав торфов и особенности его изменения в процессе углеобразования.— В сб.: Угленосные формации и угольные месторождения. М., «Наука», 1968.
- Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. О постседиментационных изменениях глинистых минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Кононова М. М. Органическое вещество почвы, его природа, свойства и методы изучения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 2.
- Пономарева В. В., Рагим-заде А. И. Сравнительное изучение фульвокислот и гуминовых кислот как агентов разложения силикатных минералов.— Почвоведение, 1969, № 3.
- Ренгартен Н. В., Куприна Н. П. Некоторые особенности плейстоценового литогенеза центральной Камчатской депрессии.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 2.
- Софиев П. С., Горленко И. А., Семашова И. Н. Некоторые факторы о влиянии среды осадка на свойства органических компонентов.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 2.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Особенности углефикации витрена в породах и углях Ангрэнского бурогоугольного месторождения.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. The main factors of the formation of genetic types of humic coals and the specific features of their distribution in different coal-bearing formations of the USSR. Cinquième congrès international de stratigraphie et de géologie du carbonifère. Paris 9—12, September, 1963, v. 111, 1964.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций СССР.— В сб.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М., «Наука», 1965.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Вторичные преобразования органического вещества в различных фациальных условиях.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 5.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Постседиментационные изменения органического вещества в зависимости от литологических типов пород и фациальных условий их накопления.— В сб.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1970.
- Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М., «Наука», 1968.
- Юдович Я. М. Вопросы геохимии угольных включений.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Ярилова Е. А., Парфенова Е. И. Новообразованные минералы глин в почвах.— Почвоведение, 1957, № 9.
- Blevins R. L., Holowaychuk H., Wilding L. P. Micromorphology of soil fabric at tree root-soil interface.— Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1970, 34, No. 3.
- Millot G. Géologie des Argiles (Alternations, Sedimentologie, Géochimie), Paris, 1964.
- Mortland M. M., Landon K., Uehara G. Alteration of Biotite of Vermiculite by Plant Growth.— Soil Science, 1956, v. 82, No. 6.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
6.X.1971

УДК 553.643 : 552.584 : 552.54

**О ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОСНОВАНИЯ
ШАБАКТИНСКОЙ СВИТЫ МАЛОГО КАРАТАУ
В КАЗАХСТАНЕ**

Г. Д. ДЖУМАЛИЕВ

Описаны типы пород и разрезов основания шабактинской свиты, закономерности их размещения в пространстве и разрезах (во времени) и условия формирования. Кремнисто-фосфоритовые конгломерато-гравелиты, оконтуренные площадью распространения подстилающей чулактауской свиты, в направлении от крыльев к мульдам палеоструктур осадконакопления и во времени (в разрезах) фациально замещаются следующим рядом пород: строматолитовые доломиты → онколитовые доломиты → кварц-фосфоритовые, фосфорит-кварцевые песчаники и алевролиты, кварц-оолитовые фосфориты → спонголиты → фтаниты → доломиты. В этом ряду количество фосфатного детрита хиолитов постепенно увеличивается от конгломератов к алевролитам. Затем, постепенно уменьшаясь во фтанитах, полностью исчезает в доломитах. Установлено, что в фосфоритовых отложениях района первично фиксировались во времени последовательно смешивающиеся друг друга по тектоническим микроциклам осадконакопления желваковые, пластовые и ракушняковые (хиолитовые) фосфориты, при «сингенетичном» разрушении дающие обломочные и смешанные фосфориты от псефитовой до алевро-пелитовой структуры.

Фосфоритовые отложения Малого Каратау были расчленены П. Л. Безруковым (1941, 1954) на горизонт «нижних доломитов» и фосфоритовую толщу. В составе последней выделялись (снизу вверх) кремнистый, продуктивный, карбонатно-железо-марганцевый и кремнисто-карбонатный горизонты. С. Г. Анкинович (1961) объединил горизонт «нижних доломитов», кремнистый, продуктивный и карбонатно-железо-марганцевый горизонты фосфоритовой толщи в чулактаускую свиту, а кремнисто-карбонатный горизонт и лежащие выше бесфосфатные карбонатные породы — в шабактинскую свиту.

Богатые пластовые фосфориты связаны только с кремнистым и продуктивным горизонтами, которые мы называем чулактауской свитой, составляющей часть чулактауской свиты С. Г. Анкиновича. Выше продуктивного горизонта повсеместно со следами размыва залегают маломощные (0,1—1,2 м) кремнисто-фосфоритовые мелкогалечные конгломераты и гравелиты. Вверх они постепенно сменяются слабофосфатными породами карбонатно-железо-марганцевого (мощностью 0,0—5,0 м) и кремнисто-карбонатного (мощностью 1,0—15,0 м) горизонтов и бесфосфатной карбонатной толщи.

Изученность чулактауской свиты довольно хорошая, а лежащие выше слабофосфатные породы до сих пор фактически не освещены в литературе. В данной заметке изложены результаты изучения этих пород.

Типы пород. В основании шабактинской свиты распространены обломочные, органогенные, хемогенные и смешанные (органогенно-обломочные и органогенно-обломочно-хемогенные), а по петрографическому составу — терригенные, карбонатные, кремнистые и фосфоритовые породы.

Терригенные породы. Представлены полимиктовыми конгломератами и полевошпат-кварцевыми, кварцевыми и фосфорит-кварцевыми песчаниками и алевролитами.

Полимиктовые конгломераты распространены в Большекарской структуре, где шабактинская свита залегает на размытой поверхности рифейских отложений. Обломочные фракции сложены продуктами разрушения большекарской и кокджотской серий, сцементированы доломитом.

Полевошпат-кварцевые песчаники и алевролиты обычно залегают выше полимиктовых конгломератов и гравелитов. Обломочные зерна, в основном кварцевые, реже полевошпатовые, происходят за счет разрушения пород дочулактауского возраста. Цемент доломитовый.

Кварцевые и фосфорит-кварцевые песчаники и алевролиты тесно связаны с отложениями чулактауской свиты. Обломочные фракции пород состоят в основном из халцедона, кварца и фосфорита, при этом количественные соотношения их меняются в широких пределах: образуются разности от чистых халцедон-кварцевых до чистых фосфоритовых песчаников и алевролитов. В составе описываемых пород в большом количестве встречаются фосфатный детрит хиолитов и спиккулы кремневых губок, единичные фосфатные оолиты и их обломки, зерна глауконита и полевых шпатов. Цемент кремнистый (фтанитовый), вместе со спиккулами кремневых губок неравномерно замещен доломитом. Описанные песчаники и алевролиты отлагались в прибрежных зонах в основном за счет продуктов разрушения фосфоритов, спонголитов и фтанитов чулактауской свиты.

Карбонатные породы. Среди них выделены обломочные, органические и хемогенные доломиты.

Обломочные доломиты представлены доломитовыми конгломератобрекчиями, гравелитами и песчаниками. Обломки и обломочные зерна в основном неокатанные, сложены доломитами. В незначительном количестве присутствуют псаммито-алевролитовые зерна полевых шпатов и кварца. Размеры псефитовых обломков не превышают $3,0 \times 7,0$ см. Цемент доломитовый. Встречаются только в тех участках, где «нижние доломиты» непосредственно перекрываются отложениями шабактинской свиты (участок Бабата и др.). Необходимо указать, что вследствие перекристаллизации пород первичные структуры доломитовых песчаников сохраняются плохо.

Органогенные доломиты представлены строматолитовыми, онколито-выми, детритовыми и детритово-шламовыми разностями.

Строматолитовые и онколитовые доломиты Малого Каратау впервые описаны П. Л. Безруковым (1941, 1954) под названием горизонта карбонатно-железо-марганцевых пород. Строматолиты этого горизонта, по данным И. Н. Крылова (1967), представляют «волнисто-слоистые образования, у которых закономерно чередуются округлые поднятия и впадины, а слои протягиваются, не прерываясь, от одного бугра к другому на значительные расстояния (тип пластовых строматолитов)».

Онколитовые доломиты как палеонтологический материал были изучены З. А. Журавлевой (1964). По внешнему виду и текстурно-структурным признакам они напоминают бобовые и оолитовые железные руды.

Столбики строматолитов, онколиты и пространства между ними сложены тонкокристаллическим доломитом, криптозернистым халцедоном, окислами железа и марганца (турьит, гематит, пиролюзит). В небольшом количестве встречаются псаммито-алевролитовые зерна халцедона, кварца, фосфорита, фосфатные оолиты и фосфатный детрит хиолитов. По мнению П. Л. Безрукова (1941), окислы железа и марганца в описываемых породах образовались за счет поверхностного выветривания первичных карбонатных минералов этих элементов. Строматолиты и онколиты встречаются только в тех участках, где имеются отложения

чулактауской свиты, обычно залегающая на кремнисто-фосфоритовых конгломерато-гравелитах, гравелитах и мелкообломочно-оолитовых фосфоритах.

Детритовые и детрито-шламовые доломиты тесно связаны с доломитовыми гравелитами и песчаниками и широко распространены в тех участках, где отсутствуют отложения чулактауской свиты. Органические остатки в них в различной степени перекристаллизованы, поэтому в составе пород сохраняются лишь реликты неопределимого карбонатного детрита и шлама.



Фиг. 1. Фтанит с алевритовыми зернами фосфорита, кварца и игловидным фосфатным детритом хиолитов

×110, николь один

Хомогенные доломиты представлены оолитовыми и микрозернистыми разностями.

В отличие от обломочных, органогенных и оолитовых доломитов в составе первично микрозернистых и пелитоморфных доломитов присутствует неравномерное количество кремнистых и карбонатно-кремнистых конкреций.

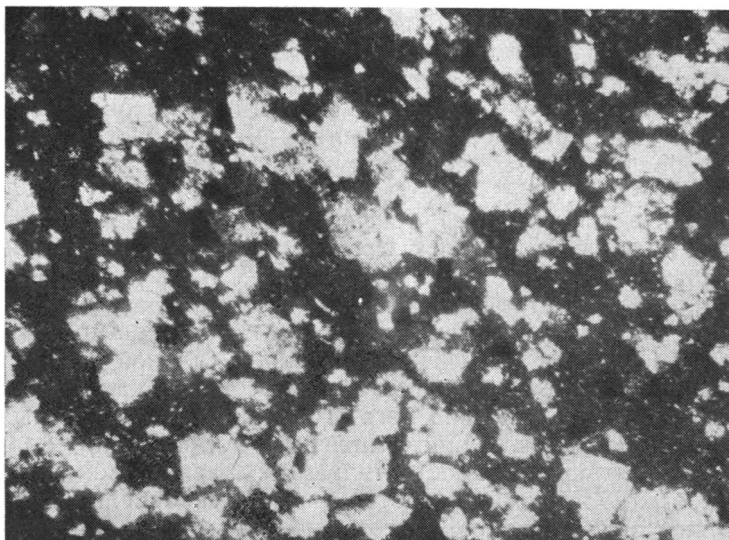
Кремнистые породы. Представлены органогенными (спонголиты) и органогенно-обломочными (фтаниты) разностями.

Спонголиты состоят в основном из одно- и многолучевых спикул кремневых губок с примесью псаммито-алевритовых обломочных зерен халцедона, кварца, фосфорита, фосфатных оолитов и мельчайшего (размеры в длину до 1,0 мм) фосфатного детрита хиолитов. Цементом служит криптозернистый халцедон.

Фтаниты сложены в основном криптозернистым халцедоном с примесью спикул кремневых губок и тех же компонентов, что и в спонголитах (фиг. 1). Фтаниты являются продуктами разрушения фосфоритов и кремнистых пород чулактауской свиты, смешанных со спикулами кремневых губок, живших в начале шабактинского времени.

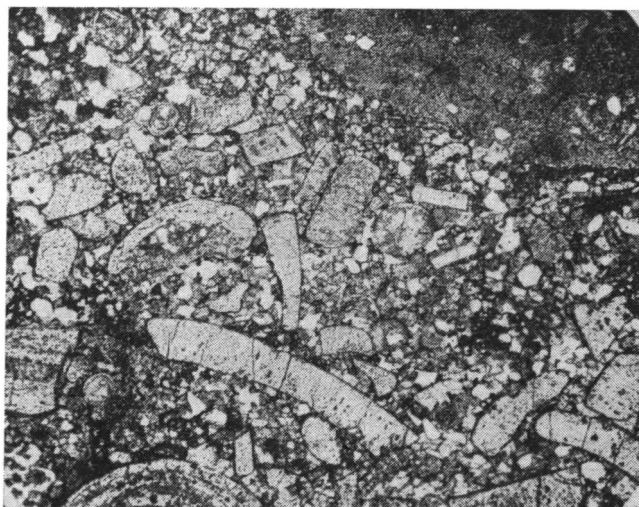
Спонголиты и фтаниты претерпевают двойные вторичные изменения. Во-первых, они подвержены простой перекристаллизации, в результате которой образуются разнокристаллические халцедонолиты. Во-вторых,

они интенсивно замещаются разнокристаллическим доломитом. Замещению подвержен в основном криптозернистый халцедон, слагающий спиккулы кремневых губок, фтаниты, цементное пространство фосфоритов и других пород. Новообразования доломита среди криптозернистого хал-



Фиг. 2. Характер замещения криптозернистого халцедона (серое) кристаллическим доломитом (белое)

×175, николь +



Фиг. 3. Хиолитовый фосфорит

×20,3, николь один

цедона распределены неравномерно (фиг. 2), особенно интенсивно развиваются вдоль микротрещин, имеют ромбоэдрические и неправильные формы. Внутри них часто сохраняются реликты криптозернистого халцедона. Результаты этих вторичных процессов в обнажениях выражены в виде причудливых макро- и микровыделений кремнистых образований в доломитах, что вызывает трудности при определении названия породы в поле.

Фосфоритовые породы. Представлены обломочными, органическими и хемогенными разностями.

Обломочные фосфориты представлены кремнисто-фосфоритовыми конгломерато-гравелитами, кварц-фосфоритовыми и фосфоритовыми песчаниками и алевролитами.

Хорошо и слабо окатанные обломки конгломерато-гравелитов сложены фтанитами, спонголитами и фосфоритами с примесью псаммито-алевритовых обломочных зерен халцедона, кварца, фосфорита, фосфатных оолитов и их обломков и фосфатного детрита хиолитов. Иногда встречаются единичные зерна полевых шпатов и глауконита. Обломочные фосфориты образованы за счет продуктов разрушения чулактауской свиты.

Органогенные (хиолитовые) фосфориты встречаются в виде мелких прерывистых прослоев и линзочек. Состоят из игловидных обломков фосфатных раковин хиолитов длиной до 10—20 мм и в поперечнике до 2,0—2,5 мм (фиг. 3). В качестве примеси в них присутствуют обломочные зерна халцедона, кварца и фосфорита. Цемент доломитовый. Кроме самостоятельных прослоев и линзочек, мельчайший (длиной до 1,0 мм) фосфатный детрит хиолитов рассеян почти во всех породах основания шабактинской свиты. Им особенно богаты спонголиты и фтанисты.

Хемогенные фосфориты представлены фосфатными оолитами и аморфным фосфатом. Они самостоятельного значения не имеют. Фосфатные оолиты и их обломки встречаются в составе кварцевых и кварц-фосфоритовых песчаников и алевролитов, спонголитов и фтанистов. Они отлагались в мелководной подвижной водной среде. Бурый аморфный фосфат имеет пятнистое распределение, пропитывает отдельные участки кварцевых, кварц-фосфоритовых песчаников и алевролитов, спонголитов и фтанистов.

Основные закономерности осадко- и фосфатонакопления начала шабактинского времени сводятся к следующему.

1. Возобновляется обломочное, биогенное и хемогенное карбонатонакопление, прерванное в чулактауское время (Джумалиев, 1971).

2. Биогенное накопление кремнезема, господствовавшее в чулактауское время (Джумалиев, Холодов, 1970) и продолжавшееся в начале шабактинского времени, постепенно сменяется во времени биогенным и хемогенным карбонатонакоплением.

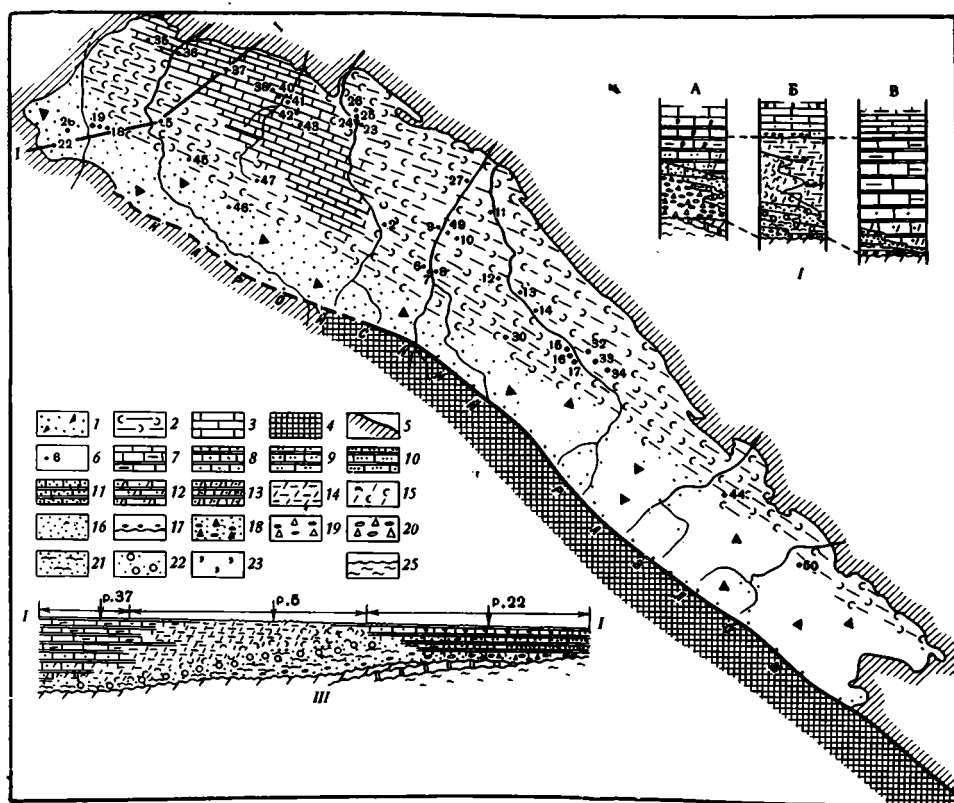
3. Фосфориты представлены в основном обломочными и органическими разностями, по времени и условиям образования не связанными между собой. Обломочные фосфориты залегают на размытой поверхности продуктивного горизонта, образованы за счет продуктов разрушения чулактауской свиты. Органические фосфориты состоят из фосфатизованных раковин хиолитов, живших в начале шабактинского времени. Хемогенные фосфориты сравнительно редки, представлены фосфатными оолитами и аморфным фосфатом.

Типы разрезов. По литологическим отличиям и мощности разрезы можно сгруппировать в три типа. По представительным местам распространения они названы так: Бабаатинский, Джиаланский, Коксуйский.

Бабаатинский тип разрезов (фиг. 4, А) меняет свой состав в зависимости от состава подстилающих толщ.

В тех участках, где шабактинская свита залегает на размытой поверхности большекаройской серии, разрезы начинаются с полимиктовых конгломератов, в которых обломочные фракции сложены продуктами разрушения подстилающих толщ. Конгломераты выше переходят в гравелиты, затем — в полевошпат-кварцевые песчаники с доломитовым цементом. Еще выше идут песчаные доломиты.

На участке Бабата (фиг. 4, разрез 18) на размытой поверхности «пизжих доломитов» залегают темно-серые массивные доломитовые конгломерато-брекчии, постепенно вверх переходящие в гравелиты общей



Фиг. 4. Сводные типы разрезов основания шабактинской свиты (I) и схема их размещения в плане (II) и на профиле (III)

Условные обозначения на карте: 1 — распространение разрезов Бабаатинского типа; 2 — распространение разрезов Джиланского типа; 3 — распространение разрезов Коксуйского типа; 4 — Кокджотское поднятие; 5 — среднепалеозойские и более молодые отложения; 6 — места и номера изученных разрезов. Условные обозначения на колонках и профиле: 7 — доломиты чистые с кремнистыми включениями; 8 — доломиты песчанисто-алевритистые; 9 — доломиты песчано-алевритовые; 10 — песчаники и алевролиты полимиктовые и полевошпат-кварцевые; 11 — песчаники доломитовые; 12 — доломиты песчанисто-алевритистые с единичными фосфатными иглами хиолитов; 13 — доломиты песчано-алевритовые с фосфатным детритом хиолитов; 14 — фтаниты с фосфатным детритом хиолитов; 15 — спонголиты с фосфатным детритом хиолитов; 16 — песчаники и алевролиты кварц-фосфоритовые и фосфорит-кварцевые с примесью фосфатных оолитов и детрита хиолитов; 17 — фосфориты хиолитовые с псефит-псаммитовыми обломками спонголитов, фтанитов и фосфоритов; 18 — конгломерато-гравелиты и гравелито-песчаники кремнисто-фосфоритовые; 19 — конгломераты полимиктовые; 20 — конгломерато-брекчии и гравелиты доломитовые; 21 — доломиты строматолитовые; 22 — доломиты онколитовые; 23 — детрит карбонатных организмов; 25 — отложения рифейского возраста

Типы разрезов: А — Бабаатинский; Б — Джиланский; В — Коксуйский

Примечание: в левой половине профиля I—I шабактинская свита залегает на чулактауской фосфоритоносной свите, а в правой — на «нижних» доломитах.

мощностью 5,0 м. Выше гравелиты постепенно замещаются темно-серыми массивными доломитами мощностью 4,5 м, местами содержащими линзообразные кремнистые включения.

На участке Кокджон (фиг. 4, разрез 46) на размытой поверхности чулактауской свиты залегают кремнисто-фосфоритовые гравелито-песчаники мощностью до 0,5 м. Выше они замещаются фосфорит-халцедоновыми алевролитами с кремнистым цементом, мощностью 1,0—1,2 м. Алевролиты постепенно вверх переходят в массивные доломиты.

В целом для разрезов Бабаатинского типа характерны следующие отличительные черты.

Преимущественно карбонатный состав. В разрезах снизу вверх намечается следующий ряд пород: конгломерато-брекчии → гравелиты → песчаники → оолито-мелкообломочные и оолито-детритовые доломиты →

→детритовые и детрито-шламовые доломиты→первично пелитоморфные и микрозернистые доломиты с кремнистыми конкрециями.

Маломощные слои терригенных пород обычно размещены в основании разрезов, постепенно вверх замещаются карбонатными породами, состоят из продуктов разрушения непосредственно подстилающих их пород.

Отсутствуют строматолитовые и онколитовые доломиты (породы «карбонатно-железо-марганцевого горизонта»), а также кремнистые породы (спонголиты и фтаниты) с фосфатным детритом хиолитов. Все породы толстоплитчатые и массивные.

Джиланский тип разрезов (фиг. 4, Б) на месторождениях представлен по-разному.

На месторождении Кыр-Чабакты-III (фиг. 4, разрез 13) на размытой поверхности чулактауской свиты залегают толстоплитчатые и массивные пестроцветные кремнисто-фосфоритовые гравелито-конгломераты, постепенно вверх переходящие в гравелиты. Цемент пород доломитовый, мощность 1,0 м. На гравелитах залегают тонко- и среднеплитчатые буровато-темные фтаниты мощностью 3,2 м. Количество зерен халцедона, кварца, фосфорита, фосфатных оолитов и фосфатного детрита хиолитов постепенно уменьшается снизу вверх. Выше залегают тонко- и среднеплитчатые светло-серые доломиты мощностью 9,5 м.

На месторождении Карашат (фиг. 4, разрез 7) на размытой поверхности чулактауской свиты залегают кремнисто-фосфоритовые конгломерато-гравелиты с фтанитовым цементом. Мощность их 0,5—0,6 м. На них размещены окремнелые строматолиты мощностью 1,2 м. Выше идут тонко- и среднеплитчатые серые спонголиты, постепенно вверх переходящие во фтаниты. Присутствуют псаммито-алевритовые зерна кварца, фосфорита, фосфатные оолиты и фосфатный детрит хиолитов. Количество их в пределах слоя постепенно уменьшается снизу вверх. Мощность 3,2 м. Выше залегают кремнисто-фосфоритовые гравелиты (0,3 м), насыщенные фосфатным детритом хиолитов и сцементированные фтанитом. Выше гравелитов идут тонко- и среднеплитчатые серые мелко- и среднекристаллические доломиты мощностью 2,6 м.

На месторождении Аладжар (фиг. 4, разрез 11) на размытой поверхности чулактауской свиты залегают кварц-песчанистые кремнисто-фосфоритовые гравелито-песчаники и мелкообломочные оолитовые фосфориты, сцементированные фтанитом. Мощность 10—15 см. Выше залегают окремнелые онколиты мощностью 1,5 м. На слое с онколитами залегают светло-бурые тонкоплитчатые халцедон-кварцевые песчаники, сцементированные доломитом и аморфным фосфатом. Присутствуют фосфатный детрит хиолитов, обломочные зерна фосфорита, единичные зерна глауконита и полевых шпатов.

В нижней трехметровой части слоя встречаются 6—7 прослоев (мощностью 2—15 см) черного фтанита с фосфатным детритом хиолитов и спикулами кремневых губок. Выше наблюдается тонкое (по 2—3 см) чередование линз и прослоев спонголита с фтанитом. Содержание обломочных зерен кварца, фосфорита и фосфатного детрита хиолитов постепенно уменьшается снизу вверх. Мощность слоя 7,6 м. Выше идут толстоплитчатые и массивные темно-серые доломиты.

На месторождении Джилан (фиг. 4, разрез 9) на неровной слабоволнистой поверхности чулактауской свиты залегают кремнисто-фосфоритовые гравелито-брекчии мощностью 0,8 м. Среди брекчий встречаются строматолитовые постройки размером до 4×15 см, мощностью 0,8 м. Гравелито-брекчии постепенно вверх замещаются строматолитами и онколитами мощностью 0,6 м. Выше залегают буровато-серые тонкоплитчатые фосфорит-кварцевые алевролиты, постепенно вверх переходящие в спонголиты, фтаниты, затем — в алевритистые доломиты. Мощность 6,2 м. Алевритовые зерна кварца, фосфорита и фосфатный детрит хио-

литов количественно уменьшаются снизу вверх. На доломитах залегают кремнисто-фосфоритовые гравелиты (0,1 м), насыщенные фосфатным детритом хиолитов. Выше идут алевритистые, затем чистые мелкокристаллические доломиты.

На месторождении Беркуты-Северное (фиг. 4, разрез 25) на размытой поверхности чулактауской свиты залегают кремнисто-фосфоритовые гравелито-песчаники мощностью до 0,1 м. Выше — двукратное чередование строматолитовых и онколитовых доломитов общей мощностью 1,9 м. На онколитах залегают кремнисто-фосфоритовые гравелиты мощностью 7,0 см. Выше — светло-серые средне- и толсто плитчатые спонголиты, постепенно вверх переходящие в спонголит-фтаниты, затем — во фтаниты. Содержат алевритовые зерна кварца, фосфорита и фосфатного детрита хиолитов. Количество зерен уменьшается снизу вверх. Мощность слоя 2,9 м. Далее идут тонко плитчатые и тонкослоистые фтаниты с единичными обрывками фосфатных хиолитов. Тонкая слоистость породы обусловлена ее неравномерной пропитанностью аморфным фосфатом.

В целом для Джилянского типа разрезов характерны следующие особенности.

Присутствие строматолитовых и онколитовых доломитов («горизонт карбонатно-железо-марганцевых пород»). Присутствие спонголитов и фтанитов («кремнисто-карбонатный горизонт»), неравномерно замещенных доломитом.

Распространение только в пределах развития чулактауской свиты и залегание на ней с размывом.

Тонкая и средняя плитчатость пород.

В разрезах обычно наблюдается (снизу вверх) следующий ряд наложения: конгломерато-гравелиты и гравелито-песчаники → «карбонатно-железо-марганцевый горизонт» → «кремнисто-карбонатный горизонт» → доломиты. В вертикальном наложении пород в интервале развития кремнисто-фосфоритовых конгломерато-гравелитов, гравелито-песчаников и «карбонатно-железо-марганцевого горизонта» в пространстве наблюдаются следующие варианты (снизу вверх): конгломераты-гравелиты, выше переходящие в «кремнисто-карбонатный горизонт»; конгломерато-гравелиты → строматолитовые доломиты → онколитовые доломиты → гравелиты → строматолитовые доломиты → онколитовые доломиты (двукратное повторение микроцикла); гравелито-песчаники → онколитовые доломиты, насыщенные псаммитом-алевритовыми зернами фосфорита, халцедона и кварца. Разрезы «кремнисто-карбонатного горизонта» повсеместно имеют следующее строение (снизу вверх): кварцевые и кварц-фосфоритовые песчаники и алевролиты → спонголиты → фтаниты, постепенно выше переходящие в доломиты.

Все породы в разной степени содержат фосфатный детрит хиолитов. В конгломерато-гравелитах он встречается редко, затем вверх по разрезу его количество постепенно увеличивается, достигает максимума в кварцевых и кварц-фосфоритовых песчаниках, алевролитах и спонголитах, далее постепенно уменьшаясь в пределах фтанитов, полностью исчезает в первичных доломитах.

Коксуйский тип разрезов (фиг. 4, В) распространен только в пределах одноименной структуры.

В канаве № 22 (фиг. 4, разрез 42) на неровной поверхности чулактауской свиты залегают кремнисто-фосфоритовые гравелиты с примесью фосфатных оолитов, обломочных зерен фосфорита и кварца. Редкие гальки и гравийные обломки хорошо окатаны. Цемент доломитовый. Мощность 1,4 м. Выше, в интервале 0,1—0,2 м, появляются строматолитовые доломиты, постепенно вверх замещающиеся светло-серым мелкокристаллическим доломитом мощностью 0,1—0,2 м. Выше залегают светло-серые массивные тонко- и мелкокристаллические доломиты, неравномерно насыщенные кремнистыми и карбонатно-кремнистыми конкреция-

ми. Мощность 8,0 м. Далее идут тонко- и среднеплитчатые темно-серые доломиты.

Коксуйский тип разрезов залегает на размытой поверхности чулактауской свиты. В основании его, в интервале мощностью не более 0,8—1,0 м, присутствуют кремнисто-фосфоритовые гравелито-песчаники, кварцевые и кварц-фосфоритовые песчаники и алевролиты, содержащие маломощные (до 0,1—0,2 м) прослои и линзы строматолитовых доломитов. Выше эти породы на коротком интервале переходят в алевроитистые, затем — в чистые массивные доломиты с кремнями. Единичные фосфатные иглы хиолитов встречаются только среди обломочных пород и строматолитовых доломитов.

Таким образом, между чулактауской и шабактинской свитами устанавливаются следы регионально выраженного кратковременного прерыва в осадконакоплении. В начале шабактинской трансгрессии за счет продуктов разрушения подстилающих толщ формировались обломочные осадки. Они подвергались незначительным перемещениям от мест размыва. В силу этого в различных частях палеоструктур осадконакопления фиксировались породы различного состава: в участках развития рифейских толщ формировались полимиктовые обломочные отложения, районы распространения «нижних доломитов» покрывались обломочными карбонатными породами, а в областях развития чулактауской свиты фиксировались обломочные кремнисто-фосфоритовые осадки. При этом, как видно ниже, эти осадки оказывали прямое влияние на состав последующих отложений и на биологическую жизнь в различных участках моря.

Некоторые пространственные закономерности размещения и палеогеографические условия формирования пород. В начале шабактинского века в юго-западной части района Малого Каратау существовало Кокджотское поднятие — отмель. На сводовых частях северо-восточного пологого крыла этого поднятия отлагались осадки разрезов Бабаатинского типа. Далее размещены породы разрезов Джиланского типа, в свою очередь фациально замещающиеся породами разрезов Коксуйского типа (фиг. 4, III).

В направлении от Кокджотского поднятия к северо-востоку в основании шабактинской свиты залегает следующий ряд пород: полимиктовые конгломераты → доломитовые конгломерато-брекчии → кремнисто-фосфоритовые конгломерато-гравелиты → кремнисто-фосфоритовые гравелито-песчаники. При этом мощности этих пород, в том же направлении постепенно увеличиваясь, максимума достигают в пределах разрезов Джиланского типа (см. фиг. 4, III), затем далее, постепенно уменьшаясь, в пределах разрезов Коксуйского типа падают до минимума. Полимиктовые и доломитовые породы псефитовой структуры Бабаатинского типа разрезов постепенно вверх перекрываются в различной степени перекристаллизованными доломитами. Судя по редким неперекристаллизованным остаткам первичных структур пород, они в пространстве и в разрезах последовательно фациально замещаются доломитовыми песчаниками, алевролитами, оолит-мелкообломочными, детритовыми и микрозернистыми доломитами.

Кремнисто-фосфоритовые конгломерато-гравелиты, оконтуренные площадью распространения чулактауской свиты, в направлении от разрезов Джиланского типа к разрезам Коксуйского типа и во времени (в разрезах) фациально замещаются следующим рядом пород: строматолитовые доломиты → онколитовые доломиты → кварцевые, кварц-фосфоритовые, фосфорит-кварцевые песчаники и алевролиты, кварц-оолитовые фосфориты → спонголиты → фтаниты → песчанистые и алевроитистые первично микрозернистые доломиты → первично микрозернистые и пелитоморфные доломиты (см. фиг. 4, II, III). В этом ряду количество фосфатного детрита хиолитов постепенно увеличивается от конгломератов к

песчаникам и алевролитам, максимум достигается в песчаниках, алевролитах и спонголитах. Затем, во фтанитах постепенно уменьшаясь, полностью исчезает в первичных доломитах. Количество и размеры обломочных зерен кварца, халцедона и фосфата в породах постепенно уменьшаются по мере последовательного перехода песчаников и алевролитов в спонголиты, фтаниты и доломиты. Мощности строматолитовых и онколитовых доломитов и спонголитов постепенно уменьшаются в направлении от Джиланского типа разрезов к Консуйскому, а мощности фтанитов, наоборот, увеличиваются.

Породы отсортированы по фракциям. При этом на прибрежных мелководных участках, где не было чулактауской свиты, последовательно образовались обломочные породы от псефитовой до алевроитовой структур, затем — хемогенные и биогенные доломиты. В участках растространения пород чулактауской свиты, в направлении от мелководных зон к относительно глубоководным, за счет продуктов разрушения этой свиты формировался следующий гранулометрический ряд осадков: галечник и гравий смешанного (спонголитового, фтанитового и фосфоритового) состава → пески и алевроиты смешанного состава (зерна образованы в основном за счет продуктов разрушения спонголитов, фосфоритов и фтанитов чулактауской свиты) с примесью фосфатных оолитов и их обломков → пелиты фосфатно-кремнистого состава с примесью мелкоалевровитовых зерен кварца, халцедона, криптозернистого кремнезема (обломочные зерна фтанита), фосфорита, фосфатных оолитов и их обломков.

На неподвижных и малоподвижных галечниках и гравийниках росли строматолитовые биогермы (Крылов, 1967). Далее в зонах относительно подвижных гравийников и грубозернистого песка жили онколиты. В участках песчано-пелитовых осадков в большом количестве размножаются колонии кремневых губок и хиолиты.

В иловых водах растворенный фосфор не достигал насыщения, поэтому он осаждался только биогенным путем хиолитами, использовавшими его для построения своих скелетов. Большинство видов этих организмов обитало в зонах псаммито-пелитовых осадков, прикрепляясь к мягкому грунту или свободно располагаясь на дне моря (Сысоев, 1959).

В относительно глубоководных спокойных зонах (участки разрезов Коксуйского типа), куда не поступал в большом количестве терригенный материал, мешающий хемогенному карбонатакопчению, осаждался пелитоморфный доломит.

ЛИТЕРАТУРА

- Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана, ч. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Безруков П. Л. Железо-марганцевые породы в фосфоритоносной толще Каратау. — Докл. АН СССР, 1941, т. 30, № 5.
- Безруков П. Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геолого-поисковых работ. — В кн.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1954.
- Джумалиев Т. Д. Типы разрезов и структурно-фациальные закономерности размещения фосфоритоносной чулактауской свиты. — В сб.: Геология докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1971.
- Джумалиев Т. Д., Холодов В. Н. Кремнистые породы фосфоритоносной чулактауской свиты Малого Каратау и условия их образования. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1970, т. 194, № 2.
- Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифей и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. — Тр. ГИН АН СССР, М., 1964, в. 114.
- Крылов И. Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. Тр. ГИН АН СССР, 1967, в. 171.
- Сысоев В. А. Экология хиолитов. — Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 4.

УДК 550.4(546.72+546.711)

СОСТАВ И ГЕНЕЗИС КАРБОНАТОВ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Н. В. ЛОГВИНЕНКО

Рассматриваются состав и условия образования карбонатов железа и марганца в осадках и породах гумидного типа, парагенезы их с другими минералами и выясняется роль органического вещества в процессах карбонатообразования.

Условия образования карбонатов в осадочных породах рассмотрены Н. М. Страховым (1953, 1960), Н. М. Страховым и др. (1968), пределы устойчивости отдельных минеральных видов изучены Р. М. Гаррелсом и Ч. Л. Крейстом (1968), М. Ф. Стащуком (1968) и др. Устойчивость карбонатов железа и марганца определяется физико-химическими условиями среды (pH , Eh , P_{CO_2} , P_{S_2} , P_{O_2}), которые зависят от солевого состава иловых вод и наличия реакционноспособного органического вещества.

Карботаны железа. Сидерит образуется и устойчив главным образом в восстановительной обстановке в интервале от $-0,8$ до $+0,15$ Eh и $0-14$ pH при $P_{CO_2} = 10^{-2}$ $атм$ в системе, открытой для CO_2 . В системе, закрытой для CO_2 , когда сумма растворенных карбонатных компонентов равна 10^{-2} , поле устойчивости сидерита находится в пределах от $-0,6$ до $+0,1$ Eh и $7,5-11$ pH . При $P_{CO_2} = 10^{-3} - 10^{-4}$ $атм$ в современной атмосфере и природных водах поле устойчивости сидерита исчезающе мало и не поднимается выше нижнего предела устойчивости воды (Гаррелс, Крейст, 1968). Более высокое P_{CO_2} при дефиците кислорода наблюдается в глинистых осадках, обогащенных органическим веществом. Однако сидерит в современных илах морей и океанов встречается весьма редко. Так, известны конкреции сидерита в осадках внутренних морей Зондского архипелага (Andree, 1920), в осадках Баренцова моря (Самойлов, Кленова, 1927) и моря Лаптевых (Кордилов, 1952). Во всех случаях поверхность конкреций окислена, и, возможно, они несовременные. Сферолиты сидерита совместно с родохрозитом и пиритом обнаружил И. Дебизе (Debyser, 1957) в восстановленных илах из впадин центральной части Балтийского моря. Сидерит в океанических осадках практически не известен. Главная область накопления сидерита в современную эпоху находится на суше, в болотах, торфяниках и озерах (Kivinnen, 1936; Бушинский, 1946), однако массового накопления этого минерала не происходит.

О составе сидеритов в современных осадках имеется мало данных. Обычно приводятся химические анализы, показывающие постоянное присутствие наряду с железом магния, кальция, марганца и часто фосфора.

В осадочных формациях, содержащих органическое вещество (угленосных, нефтематеринских, флишевых и др.), карбонаты железа встречаются часто и иногда образуют рудные месторождения. Основная форма нахождения карбонатов железа — конкреции, конкреционные прослои, цемент в обломочных породах и рассеянные кристаллы в основной массе главным образом глинистых пород.

Карбонаты железа в значительных количествах известны в последовонских угленосных формациях различных стран мира. Они ассоциируются обычно с угольными пластами или породами почвы и кровли угольных пластов (болотные фации), встречаются также в мелководно-заливных и лагунных осадках, реже в морских (Hallimond, 1925; Зарицкий, 1959; Kukuk, 1938; Македонов, 1957; и др.). Карбонаты железа — обычные компоненты глинисто-сланцевых флишеидных и флишевых формаций различного возраста (Логвиненко и др., 1961; Narebski, 1958), нефтематеринских формаций (Теодорович, 1958), железорудных месторождений осадочного генезиса (Литвиненко, 1964; Юрк и др., 1961).

В большинстве случаев карбонаты железа представлены не чистым сидеритом, а минералами изоморфного ряда сидерит — магнезит, сидерит — родохрозит или поликомпонентными изоморфными смесями железа, кальция, магния и марганца. В литературе обычно описываются бинарные изоморфные смеси в гидротермальных и осадочных карбонатах. В гидротермальных карбонатах отмечены также изоморфные смеси FeCO_3 — MgCO_3 — CaCO_3 без детального обоснования (Чилингар и др., 1971). Вместе с тем в осадочных карбонатах часто присутствуют одновременно железо, кальций, магний и марганец, причем простые соли этих элементов не обнаруживаются рентгеновским, термическим, кристаллооптическим и другими методами анализа. Так, железистые карбонаты имеют следующий состав. В триасовом флише Крыма: (Fe_{49-85} , Mg_{3-20} , Ca_{3-38} , $\text{Mn}_{0.1-9}$) CO_3 ¹; в глинистых породах средней юры Донбасса: (Fe_{82-88} , $\text{Mg}_{0.3-5}$, Ca_{7-12} , Mn_{2-3}) CO_3 (Логвиненко и др., 1961); в меловых отложениях Западно-Сибирской низменности: (Fe_{69-91} , Mg_{1-23} , Ca_{1-13} , Mn_{1-8}) CO_3 .

Карбонаты аналогичного состава обнаружены в нижнем карбоне Подмосковского бассейна, в среднем карбоне Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса, в мезозойских отложениях Русской платформы, в железорудном месторождении Керченского полуострова и многих других районах (Зарицкий, 1959; Литвиненко, 1964; Казанский, 1963; и др.).

Таким образом, изоморфизм железа, кальция, магния и марганца в карбонатах осадочного генезиса — явление широко распространенное. Возможность изоморфного замещения этих элементов друг другом в кристаллической решетке обуславливается близостью их ионных радиусов: железо — 0,79, магний — 0,75, кальций — 1,01, марганец — 0,91 Å. Некоторое сомнение вызывал кальций, но и у последнего размер ионного радиуса не превышает 25% от разности между ионным радиусом кальция, железа и магния, вполне допустимой для вхождения в изоморфные смеси. Исследования, проведенные в последнее десятилетие, показали, что изоморфные смеси с содержанием кальциевой составляющей до 15% встречаются постоянно; установлены также твердые фазы с содержанием CaCO_3 до 38%. Следует отметить, что получены искусственные кристаллы с любым соотношением CaCO_3 и FeCO_3 (Эренбург, 1961).

Высокое содержание кальция в поликомпонентных изоморфных смесях из-за его большого ионного радиуса должно приводить к увеличению параметров элементарной ячейки кристаллической решетки. Действительно, в минерале из триасового флиша Крыма, содержащем (%) 35,81 CaCO_3 , 7,50 MgCO_3 , 49,67 FeCO_3 и 3,04 MnCO_3 , параметр a (в гексагональной установке) = 4,695, c = 15,515 Å против a = 4,671 и c = 15,315 Å у сидерита, содержащего FeCO_3 более 90%, MnCO_3 — 5% и следы других элементов (Логвиненко и др., 1964).

Сравнение рассеянных карбонатов и карбонатов-конкреций показывает, что состав первых обычно более поликомпонентный — наблюдается больший разброс точек и более значительное удаление от вершин на треугольных диаграммах состава (Логвиненко, Космачев, 1968).

¹ Здесь и ниже в формулах для удобства изображения сумма катионов принята за 100, а сумма анионов за 1.

Карбонаты железа в осадочных породах встречаются самостоятельно или образуют парагенезы с другими минералами. Так, в конкрециях из отложений лагунно-болотных фаций угленосных осадков среднего карбона Донбасса наблюдается парагенез сидерита и сидероплезита, в лагунно-заливных отложениях — сидерита, сидероплезита и анкерита, в угольных пластах (болотные фации) преобладает сидерит, но наряду с ним есть пирит, анкерит и кальцит, в почве угольных пластов присутствует сидерит в парагенезе с пиритом и каолинитом (Зарицкий, 1959). Аналогичные парагенезы минералов обнаружены во многих угленосных толщах паралического типа. Когда в ядрах карбонатных конкреций содержится пирит, наблюдаются более тесные взаимоотношения пирита и сидерита (Зарицкий, 1959; Kukuk, 1938).

Другой классический пример — осадочные железные руды (оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые), где наблюдается парагенез сидерита с лептохлоритами и сульфидами железа (Hallimond, 1925; Литвиненко, 1964; и др.). В некоторых месторождениях такого типа вместе с карбонатами железа присутствуют карбонаты марганца: минералы изоморфного ряда сидерит — родохрозит и родохрозит — кальцит (Юрк и др., 1961).

Во всех таких случаях образование минералов происходило не одновременно, а последовательно по мере изменения состава и физико-химических условий среды: роста восстановленности при последовательном образовании лептохлоритов — сидерита — пирита в железорудных отложениях или уменьшения степени восстановленности при образовании пирита — сидерита, а иногда и лептохлоритов в болотных и лагунно-болотных фациях угленосных отложений. Такие ряды последовательного осаждения минералов встречаются часто и обоснованы физико-химически — близостью полей устойчивости минералов (небольшое изменение pH и Eh среды приводит к переходу в соседнее поле).

Карбонаты марганца. Родохрозит образуется при отрицательных и положительных значениях Eh . При P_{CO_2} 10^{-4} атм (в системе, открытой для CO_2) в присутствии растворенной серы поле устойчивости родохрозита находится в пределах от $-0,8$ до $+0,25$ Eh и $8,5$ — 14 pH . Когда воды не содержат серы и сумма растворенных карбонатных компонентов составляет $10^{-1,4}$, поле устойчивости родохрозита поднимается до $Eh = +0,55$ и смещается до $pH = 7$ (Гаррелс, Крейст, 1968). Еще более широкое поле устойчивости родохрозита получается по расчетам М. Ф. Стащука (1968).

Поле устойчивости родохрозита, рассчитанное в координатах pH — Eh — P_{CO_2} , казалось бы, дает основание предполагать возможность его непосредственного осаждения из морских вод. Однако этого не происходит, вероятно, из-за низкого содержания марганца. В поверхностных водах океана его содержится $0,001$ мг/л, в глубинных — $0,03$ мг/л, в придонной воде из впадин Балтийского моря — $0,02$ — $0,3$ мг/л и только в иловых водах — до 20 мг/л. Таким образом, только в морских илах, содержащих органическое вещество, такое осаждение становится возможным.

Родохрозит чаще, чем сидерит, встречается в современных морских осадках. Он присутствует в илах центральной части Балтийского моря совместно с сидеритом и пиритом (Debyser, 1957; Мангейм, 1965), в железо-марганцевых конкрециях Рижского залива — в окислительной пленке осадка (Штеренберг и др., 1968). Вероятно его присутствие в илах Северного Ледовитого океана и Охотского моря (Горшкова, 1967). Родохрозит обнаружен в осадках Тихого океана у берегов Перу и Чили (Zen, 1959) и вблизи берегов Северной Америки (Lynn, Bonnatti, 1965). В 1969 г. родохрозитовые конкреции были встречены в илах северо-западной части Тихого океана на глубине около 6000 м (46-й рейс «Витязя»). Родохрозит в более значительных количествах образуется в

озерах северной лесной зоны и в болотах (Бетехтин, 1946; Штеренберг и др., 1968).

В морских осадках карбонат марганца представлен кальциевым родохрозитом с изоморфной примесью магния или минералами еще более сложного состава — поликомпонентной изоморфной смесью марганца, кальция, магния и железа. Например, родохрозит из илов Балтийского моря имеет такой состав: $(\text{Mn}_{72}, \text{Ca}_{16}, \text{Mg}_{12})\text{CO}_3$ (Мангейм, 1965). Родохрозит из железо-марганцевых конкреций Рижского залива, судя по данным химического анализа, оптическим свойствам и рентгеновской характеристике, отвечает составу $(\text{Mn}_{40}, \text{Ca}_{35}, \text{Mg}_{25})\text{CO}_3$ (Штеренберг и др., 1968). Родохрозит из осадков северо-западной части Тихого океана такого состава: $(\text{Mn}_{82}, \text{Ca}_{14}, \text{Mg}_3, \text{Fe}_{0.3})\text{CO}_3$.

В осадочных породах (преимущественно глинистых и карбонатных) карбонаты марганца распространены широко и местами образуют рудные концентрации. Родохрозит составляет основную массу карбонатных марганцевых руд, часто совместно с марганцовистым кальцитом или олигонитом (Бетехтин, 1946; Грязнов и др., 1964; Страхов и др., 1968). Родохрозит или минералы изоморфного ряда сидерит — родохрозит известны в железорудных месторождениях (Юрк и др., 1961). Железо-марганцевые олигонитовые конкреции встречаются в терригенных флишевых и флишоидных формациях (Narebski, 1958; и др.).

Карбонаты марганца в осадочных породах представлены обычно родохрозитом, кальциевым родохрозитом, минералами изоморфного ряда сидерит — родохрозит или поликомпонентными изоморфными смесями железа, марганца, магния и кальция. Так, карбонат марганца из Никопольского месторождения имеет такой состав: $(\text{Mn}_{67}, \text{Ca}_{27}, \text{Mg}_5)\text{CO}_3$ (Грязнов и др., 1964).

Вероятно, у карбонатов марганца, как и карбонатов железа, широко распространены поликомпонентные изоморфные смеси, но в настоящее время мы еще не располагаем по этому поводу достаточными данными. Неизвестны также пределы возможных замещений одних элементов другими. Если в поликомпонентных изоморфных смесях с преобладанием железа CaCO_3 и MgCO_3 может быть до 30—40% в составе минерала, а MnCO_3 всего до 10—12%, то в поликомпонентных изоморфных смесях с преобладанием марганца при том же количестве карбоната кальция и магния встречается всего 1—2% карбоната железа. Вместе с тем наличие непрерывного изоморфного ряда сидерит — родохрозит дает основание предполагать другие соотношения.

Карбонаты марганца в осадочных породах часто образуют парагенезы с карбонатами железа, сульфидами железа и лептохлоритами. Парагенезы карбонатов марганца с другими минералами являются рядами последовательного осаждения минералов, возникающими благодаря изменению состава и физико-химических свойств среды, и определяются теми же причинами — близостью полей их устойчивости. Широкое поле устойчивости родохрозита в окислительных условиях среды добавляет к этому списку минералов, ассоциирующихся с ним, гидроокислы железа и марганца, окислы марганца и глауконит. Парагенез родохрозита с окислами и гидроокислами железа и марганца имеет место в конкрециях Рижского залива и озерных отложениях, с манганитом — в палеогеновых рудах Украины, с глуконитом — в Керченских железных рудах и во многих других отложениях.

Условия образования карбонатов железа и марганца. Карбонаты железа и марганца — диагенетические минералы, образуются в пористых (главным образом глинистых) осадках, насыщенных водой и обогащенных органическим веществом. Разложение органического вещества и деятельность бактерий приводят к исчезновению кислорода и накоплению в осадках CO_2 — повышению P_{CO_2} и образованию бикарбонатов. Последующее удаление избытка CO_2 (дегазация) обуславливает осаждение карбонатов.

Карбонаты железа и марганца образуют изоморфные смеси различного состава (бинарные и поликомпонентные) в зависимости от состава и концентрации катионов в иловых водах. Так как обычно в иловых растворах присутствуют многие катионы (или твердые фазы — поставщики катионов), образуются карбонаты сложного состава — бинарные и еще чаще поликомпонентные изоморфные смеси.

Образование парагенезов карбонатов, вероятно, связано с изменением состава иловых растворов в процессе их осаждения и происходит последовательно: поликомпонентная фаза → бинарная фаза → карбонат одного металла, когда в растворе остается один минералообразующий катион. Такая последовательность часто наблюдается в карбонатных конкрециях.

Естественно, что этот процесс контролируется изменением физико-химических условий среды. Снижение степени восстановленности и рост щелочности среды неблагоприятны для образования карбонатов железа, а при той же восстановленности и снижении щелочности среды прекращается осаждение карбонатов марганца. Поля устойчивости поликомпонентных изоморфных смесей, вероятно, значительно шире, чем карбонатов одного металла. К сожалению, поликомпонентные системы совсем не изучены экспериментально.

Таким образом, состав карбонатов железа и марганца определяется двумя основными причинами: условиями их образования — составом и свойствами среды и свойствами самих минералов — способностью их к изоморфизму.

Роль органического вещества. Для выяснения причин, определяющих распространение карбонатных минералов, необходимо рассмотреть характер органического вещества и условия его захоронения в современных осадках.

На суше, в болотах, торфяниках и частично в озерах накопление органического вещества происходит быстро, и масса его (относительная масса — высокие концентрации в местах захоронения) огромна. В составе органического вещества суши преобладают остатки высших растений, сложенные главным образом целлюлозой и лигнином. Разложение органического вещества происходит в аэробных и анаэробных условиях при обязательном участии бактерий. Конечные продукты распада целлюлозы в аэробных условиях — CO_2 и H_2O . В анаэробных условиях целлюлоза превращается в CO_2 , H_2 , CH_4 и органические кислоты. Лигнин в аэробных условиях медленно, но полностью минерализуется, а при анаэробном разложении дает начало гуминовым кислотам.

В морях и океанах органическое вещество представлено остатками фито- и зоопланктона, состоящими из белков, липидов (жиры и другие вещества), липоидов (воски и смолы), хитина и др. Углеводы в составе планктонных организмов содержатся в незначительном количестве.

Белки в аэробных условиях распадаются до CO_2 , NH_3 , H_2 , CH_4 , H_2O , в анаэробных условиях — до CO_2 , H_2S , NH_3 и аминокислот. Липиды в аэробных условиях разлагаются до жирных кислот и глицерина, в анаэробных условиях образуют более сложные кислоты. Жирные кислоты являются пищей для некоторых видов бактерий, которые в процессе жизнедеятельности создают новые порции липидов и липоидов. В конечном результате распад жирных кислот (процесс декарбоксилизации) приводит к образованию углеводородов и CO_2 . Липоиды и хитин — наиболее стойкие компоненты и практически не разрушаются.

Органическое вещество, попадающее на большие глубины океана, почти полностью разлагается; сохраняется только реакционно-пассивная его часть. Это связано с длительным перемещением его в массе воды течениями и т. п. Активное — неразложенное или частично разложенное органическое вещество накапливается во внутренних и окраинных морях и в прибрежной зоне океанов, где оно значительно разбавляется растительным детритом и гуминовыми веществами, снесенными с суши. Так,

содержание гуминовых веществ в осадках окраинных и внутренних морей достигает 11—18% суммы органического вещества (Горская, 1956), а в Тихом океане аллохтонная органика, снесенная с суши, составляет 1% массы продукции фитопланктона в балансе всего океана (Романкевич, 1968). Особенно много органического вещества, в значительной мере снесенного с суши, накапливается в осадках внутренних опресненных мелководных морей.

Характер органического вещества, условия его захоронения и состав иловых вод в конечном счете определяют возможность или невозможность осаждения карбонатов железа и марганца.

На суше, в болотах, торфяниках и озерах наблюдаются высокие концентрации реакционноспособного органического вещества. В процессе его разложения накапливаются углеводороды, углекислота, гуминовые кислоты. Как правило, воды суши содержат мало сульфат-иона, и поэтому в иловых растворах образуется очень мало сероводорода (масса сероводорода, возникающая в результате минерализации серосодержащих органических веществ, ничтожна). Все это создает благоприятные условия для образования карбонатов железа и марганца.

В прибрежной области океана (шельф, материковый склон), в окраинных и внутренних морях концентрация органического вещества в осадках ниже, чем в болотах и озерах суши, однако реакционная способность его очень высокая. В процессе разложения органического вещества образуется углекислота, аммиак, углеводороды, сероводород. В морских илах, а местами и в водах бассейнов идет интенсивная редукция сульфатов бактериями — возникает сероводород. Как сильный реагент, он представляет собой потенциалопределяющую систему (Стащук, 1968) — в восстановительной зоне осадков связывает все железо в сульфиды, и образования карбонатов железа практически не происходит. Это показано на диаграммах, рассчитанных М. Ф. Стащуком (1968), хотя форма, в которой выражены сульфиды (Fe_2S_3 и Fe_5S_6), не является бесспорной. По расчетам Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крейста (1968), в таких условиях возможно образование сульфидов марганца, однако поле их устойчивости весьма ограничено. Если учитывать, что растворимость сульфидов марганца в 100 раз больше, чем сульфидов железа, то можно предполагать эфемерность первых в подобной обстановке. Если они и образуются, то вскоре снова переходят в раствор и не накапливаются в виде твердой фазы (за редким исключением).

Судя по физико-химическим расчетам и наблюдениям в природных условиях, образование карбонатов марганца возможно в восстановительной зоне осадков (Балтийское море, Тихий океан) и в поверхностной окисленной их пленке (Рижский залив, озера суши).

Таким образом, можно считать установленным, что в современных осадках прибрежной зоны океана, в окраинных и внутренних морях карбонаты железа образуются весьма редко, карбонаты марганца возникают чаще, но в небольших количествах.

На океаническом дне (абиссаль), где количество органического вещества в осадках вообще ничтожно и это вещество в основном разложено, т. е. реакционно-пассивно, а придонные воды обогащены кислородом, условия для образования карбонатов железа и марганца неблагоприятны.

Благоприятные условия для осаждения карбонатов железа и марганца существуют в сильно опресненных внутренних морях и на суше. Осаждение карбонатов железа и марганца возможно также в переходной зоне океана (и морей) между прибрежной — с восстановленными осадками и глубоководной — с окисленными осадками. Эта зона по содержанию и характеру органического вещества занимает промежуточное положение, редукция сульфатов иловых вод здесь проявлена слабо, следовательно, сероводород не является потенциалзадающей системой и

возможно образование карбонатов железа и марганца. Именно к таким местам перехода от восстановленных осадков к красной глубоководной глине приурочены все находки родохрозита за последние 10 лет (Zen, 1959; Lynn, Bonnatti, 1965). Правда, здесь пока еще не обнаружены скопления карбонатов железа, но мы должны учитывать недостаточную изученность этих отложений.

Геологические данные и физико-химические расчеты, на основании которых поле устойчивости родохрозита оказывается более широким по сравнению с таковым у сидерита, вероятно, могут служить объяснением наличия карбонатов марганца в современных морских и океанических осадках и отсутствия карбонатов железа (при более высоком кларке железа).

Распространение карбонатов железа и марганца. Проследивая распространение карбонатов железа и марганца в отложениях геологического прошлого, следует рассмотреть руды, конкреции и рассеянные в породах отдельные кристаллы.

Железные руды. В монографии Н. М. Страхова (1947) имеются обширные данные по запасам железных руд мира (млрд. т): руды джеспилитовой формации докембрия — 3000 (по трем месторождениям мира), гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды кембрия — 25, ордовика и силура — 24, юры — 17, мела — 2, гидрогетит-сидеритовые руды палеогена — 30, сидеритовые руды паралических угленосных толщ карбона (главным образом Англии) — 34. Для второго типа руд им же позднее (Страхов, 1960) даны уточнения: ордовик и силур — 23, юра — 10, мел — 131, палеоген — 20, неоген-четвертичные руды (включая латеритные) — 37.

Максимумы накопления железных руд приходятся на докембрий, кембрий, карбон и палеоген. По данным 1960 г., появляется максимум, падающий на меловой период.

По содержанию карбоната железа в рудах, как правило, имеются лишь отрывочные сведения. В конкреционных рудах карбона Англии, Югославии и других стран преобладает сидерит. В юрских гидрогетит-шамозит-сидеритовых рудах Англии содержится сидерита 8—10, иногда до 70—80%, а в Лотарингии — первые проценты и много кальцита в цементе или в виде раковин (CaO до 18%) (Железорудные..., 1955), в меловых и палеогеновых рудах Западной Сибири — от нескольких до 10—35%, однако часть его является вторичной — инфильтрационной (Казанский, 1963). В неогеновых рудах Керченского полуострова среднее содержание карбоната железа около 10% («табачные» руды). Коэффициент карбонатности в каждом месторождении свой, поэтому оценить точно содержание карбоната железа в рудах трудно.

Не менее трудно это сделать для руд докембрия из-за отсутствия подсчетов, а также часто вследствие высокой метаморфизации руд и пород.

В джеспилитовой формации докембрия Северной Америки широко развиты сидеритовые роговики, роговиковые сидериты и другие породы с сидеритом. Содержание сидерита может быть весьма значительным.

В джеспилитах Кременчуга — Кривого Рога сидерита мало: судя по единичным определениям в шлифах и содержанию CO_2 , всего до 1—2% (Геология..., 1962). По данным многих исследователей, он замещен гематитом и магнетитом. Однако в железорудной толще имеются пласты в десятки метров мощностью магнетит-кварцевых роговиков с содержанием сидерита 0—8%, сидерит-магнетит-кварцевых и магнетит-карбонатно-силикатных роговиков с постоянным содержанием сидерита 10—15%, иногда до 65%. И, наконец, известны сидерит-кварцевые роговики и сидеритовые кварциты, содержащие 15—25%, а иногда до 90% сидерита (Семененко и др., 1956; Геология..., 1962).

В пределах КМА сидерит также широко распространен в самих рудах (сидеритовых, сидерит-гематитовых, гематитовых с сидеритом) и

особенно в малорудных и безрудных силикатно-карбонатных кварцитах (Плаксенко, 1966). Ориентировочно, в рудах указанного выше типа среднее содержание сидерита до 30—35%, а в безрудных кварцитах — до 60%.

В джеспилитах формации Нама — Трансвааль в Южной Африке сидерита почти нет, но широко распространены псевдоморфозы других минералов по сидериту. В той же формации руды типа гематит-шамозит-сидеритовых содержат в среднем 12% сидерита.

Запасы железных руд джеспилитовой формации докембрия по месторождениям КМА — Кривой Рог, Верхнего Озера в Северной Америке и Нама — Трансвааль в Южной Африке оцениваются в 3000 млрд. т (Страхов, 1960). Если принять среднее содержание карбоната железа в этих рудах за 8%, то и тогда получается 240 млрд. т карбоната железа. Естественно, что это число во много раз увеличится, если учесть все докембрийские месторождения железных руд мира.

Конкреции карбонатов железа, не образующие месторождений. В угленосной толще карбона Донбасса в конкрециях сосредоточено около 10 млрд. т карбоната железа². Если условно распространить этот метод подсчета на все угленосные толщи мира, принимая, что карбонат железа составляет не $\frac{1}{10}$, как в Донбассе, а $\frac{1}{15}$ запасов углей (запасы углей, по данным П. И. Степанова, 1939), то получим такие данные: карбон — 171, пермь — 123, юра — 27, мел — 3, третичный период — 345 млрд. т карбоната железа в конкрециях. Однако этот метод подсчета нельзя принимать без поправок для всех угленосных толщ. Известно, что конкреции карбонатов железа обильны в параллических толщах и значительно реже встречаются в лимнических. Параллические толщи широко распространены в палеозое и значительно реже встречаются в мезозое и кайнозое. Поэтому в третичных отложениях карбонатов железа, вероятно, в 3—4 раза меньше, чем получилось по нашим расчетам. Так, в эоценовой и олигоцен-миоценовой буроугольной формации Украины и Белоруссии (вероятно, также в Польше) в углях и породах обычно имеется пирит и нет никаких карбонатов.

Во флишевых и флишоидных толщах содержание сидеритовых конкреций значительно меньше, но соизмеримо с угленосными толщами. Выразить это в цифрах пока нет возможности.

Карбонаты железа, рассеянные в породах. О количестве карбонатов железа, рассеянных в породах угленосных, флишевых, флишоидных и железорудных формаций, можно только предполагать, что оно на порядок меньше, чем в конкрециях.

Из этого обзора видна неравномерность накопления карбонатов железа — более всего их образовалось в докембрии и интенсивность накопления постепенно уменьшалась от постпротерозоя к современному моменту, временами возрастая в эпохи углеобразования.

Чем же объясняется такое распределение карбонатов железа? В докембрии массовое осаждение карбонатов железа связано с высоким содержанием CO_2 в атмосфере и природных водах. При более высоком P_{CO_2} в атмосфере и природных водах поле устойчивости сидерита было более широким, и, следовательно, осаждение более интенсивным. Возможно, в раннем докембрии осаждение карбонатов железа могло происходить непосредственно из морских вод.

Связь массового накопления карбонатов железа с эпохами углеобразования не требует особых пояснений. В эпохи угленакопления на суше были широко развиты гумидные равнины с озерами, болотами и торфяниками — происходило накопление и захоронение огромной массы реак-

² Старый, или открытый, Донбасс содержит около $100 \cdot 10^9$ т угля. При коэффициенте угленосности 2%, учитывая, что породы тяжелее угля в два раза, имеем: $100 \cdot 10^9 \times \frac{1}{2} \times 2 = 10\,000 \cdot 10^9$ т пород. Коэффициент конкреционности пород 1% и, если только $\frac{1}{10}$ из них сидеритовые, получим: $10\,000 \cdot 10^9 \times 0,001 = 10 \cdot 10^9$ т карбоната железа.

ционно-способного органического вещества. Часть этого вещества и продуктов его неполного распада сносилась в морские бассейны. Изучение состава морских осадков показывает, что среди них преобладали мелководные — шельфовые, часто опресненных бассейнов, обогащенные органическим веществом.

Уменьшение массы осажденных карбонатов железа с течением времени, вероятно, связано с уменьшением содержания CO_2 в атмосфере. Однако могут возникнуть сомнения относительно роли атмосферной CO_2 , так как речь идет о диагенетических минералах. Эти сомнения лишены оснований. Всегда существует равновесие между P_{CO_2} в атмосфере, природных водах и иловых растворах. При низком P_{CO_2} в атмосфере оно понижается в природных водах. Обильное образование CO_2 в процессе диагенеза в этом случае сопровождается интенсивной дегазацией осадков и переходом избытка CO_2 в воды бассейна и атмосферу. При высоком P_{CO_2} в атмосфере оно будет более высоким и в природных водах и в иловых растворах, а также будет дополнительно увеличиваться за счет разложения органического вещества.

Карбонаты марганца также связаны с эпохами углеобразования — встречаются в те же геологические периоды, что и залежи угля. Скопления карбонатов марганца, по крайней мере рудные, наблюдаются в отложениях тех же периодов, обычно выше или ниже угольных, т. е. с некоторым опережением или запаздыванием по отношению к ним, а иногда появляются и синхронно на соседних или отдаленных территориях. Так, в каменноугольном периоде наиболее продуктивной была средне-каменноугольная эпоха, а образование карбонатов марганца отмечено в нижнем карбоне. В пермский период наиболее продуктивной была нижняя пермь, а образование карбонатов марганца отмечено в горизонтах, пограничных между нижней и верхней пермью. В третичный период наиболее продуктивным был эоцен, а крупные залежи карбонатов марганца известны в олигоцене и т. д. Правда, и в олигоцене происходило угленакпление на территориях Белоруссии, Польши и частично Украины, а в эоцене во время массового угленакопления на Украине в пределах Карпатской геосинклинали образовался терригенный и терригенно-карбонатный флиш с массовым развитием олигонитовых конкреций.

Таким образом, массовое накопление карбонатов марганца, как и карбонатов железа, происходило в эпохи угленакопления, но карбонаты марганца обычно прямо не связаны с угленосными отложениями.

В нижнем палеозое, по данным Н. М. Страхова (1947) и Н. М. Страхова и др. (1968), преобладают эффузивно-осадочные месторождения марганца. В этих рудах также много карбонатов марганца, и роль диагенеза в формировании руд была значительной.

Еще более широкое распространение марганцевых руд отмечает Н. М. Страхов (1960) в докембрии. В одних случаях они являются первично карбонатными (Западная Сибирь, Бразилия и др.), в других — сложены окисными минералами марганца вплоть до марганцевых шпинелей и силикатами марганца (Индия, Южная Африка и др.). Можно предполагать, что они возникли из первичных карбонатов марганца³. Запасы только «марганцевых шляп» этих месторождений составляют около 12% мировых запасов (Страхов, 1947).

В настоящее время мы не располагаем данными по распространению карбонатов марганца в конкрециях и рассеянных в породах. Вероятно, и здесь будет картина, сходная или близкая той, что и для карбонатов железа.

Рассматривая генезис марганцевых руд, Н. М. Страхов замечает следующее: «Несравненно большая интенсивность марганцеворудного

³ При нагревании карбонатов Fe и Mn в интервале 780—1000°С образуется новая твердая фаза со структурой шпинели.

процесса в докембрийские времена сравнительно с послепротерозойскими связана, как и у других членов триады (Fe и Al — Н. Л.), со значительно более высоким содержанием CO_2 в докембрийской атмосфере. При низких значениях рН природных вод в раннем архее марганец легко мигрировал в закисной форме и уносился далеко в пелагическую область моря, где осаждался в виде MnCO_3 , часто совместно с CaCO_3 » (1960, стр. 203).

Таким образом, массы осажденных карбонатов марганца в древних отложениях были также более значительными, чем в молодых и современных осадках. Более того, и сам способ осаждения мог быть иным: непосредственное осаждение из морских вод, за исключением самого древнего периода, когда воды мирового океана были вообще кислыми и марганец оставался неопределенно долгое время в растворе.

Заключение. Карбонаты железа и марганца — диагенетические минералы. Образование и устойчивость их зависят от физико-химических условий среды, которые определяются наличием и характером органического вещества и составом поровых вод. Типы образующихся минералов и их парагенезы связаны со свойствами среды и самих минералов — способностью их к широкому поликомпонентному изоморфизму.

Масса и реакционная способность органического вещества в современных осадках снижается в следующей последовательности: торфяники, болота, озера → внутренние сильно опресненные моря → прибрежная зона внутренних и окраинных морей нормальной солености и океанов → ложе океанов (абиссальные глубины). В такой же последовательности снижается интенсивность осаждения карбонатов железа и марганца. В этой общей закономерности имеется одно отклонение. В прибрежной зоне внутренних и окраинных морей и океанов благодаря интенсивной редукции сульфатов иловых вод появляются значительные массы сероводорода и карбонатообразование подавлено — почти все железо связывается в сульфидах, а карбонатов марганца образуется мало, иногда возможно образование сульфидов марганца (?). Осаждение карбонатов железа и марганца в небольших количествах возможно также в зоне, переходной от прибрежной (приконтинентальной), с восстановленными осадками к ложу океана с окисленными осадками, где редукция сульфатов иловых вод слаба или отсутствует.

В отложениях геологического прошлого массовое образование карбонатов железа и марганца наблюдалось в докембрии (в раннем и среднем докембрии; возможно, они были седиментогенными минералами) и постепенно снижалось от докембрия к кварталу. Вероятная причина этого — уменьшение содержания CO_2 в атмосфере.

На фоне этой общей тенденции массы осажденных карбонатов (особенно железа) периодически возрастали в эпохи угленакпления, когда в осадках захоронялись огромные количества реакционно-способного органического вещества и наряду с торфяниками, болотами и озерами были широко развиты опресненные мелководные морские бассейны.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Бушинский Г. И. Условия накопления сидеритов, вивинитов и бурых железняков в болотах Белоруссии.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, т. 21, в. 3.
- Гаррелс Р. М., Крейст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1963.
- Геология Криворожских железорудных месторождений, т. I, II, Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
- Горская А. И. Изучение органического вещества современных морских осадков.— В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Горшкова Т. И. Марганец в донных осадках северных морей.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. «Наука», 1967.

- Грязнов В. И. и др. Никопольский марганцеворудный бассейн. М., «Недра», 1964.
- Железорудные месторождения мира, т. 1, II, М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Изд-во Харьковск. ун-та, 1959.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья.—Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1963, в. 18.
- Кордилов А. А. Осадки моря Лаптевых.—Тр. Н.-и. Ин-та Геол. Арктики, Л., 1952, т. 10.
- Литвиненко А. У. К геохимии Керченского железорудного бассейна.—Литол. и полезн. ископ., 1964, № 4.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г. О системе изоморфных замещений в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса.—Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 1.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г. Об изоморфизме Fe, Ca, Mg, Mn в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса.—Вестн. Харьковск. ун-та, № 2, сер. географ., 1964, в. 1.
- Логвиненко Н. В., Космачев В. Г. Особенности геохимии диагенеза терригенного флиша.—В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Македонов А. В. Парагенезис углей и конкреций воркутинской свиты Печорского бассейна.—Изв. АН СССР, Сер. геол., 1957, № 8.
- Мангейм Ф. Т. Геохимический профиль Балтийского моря.—В сб.: Вопросы геохимии и геохронологии океана. М., «Мир», 1965.
- Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембри. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
- Романкевич Е. А. Распределение органического углерода и азота в современных и четвертичных осадках Тихого океана.—Океанология, 1968, т. 8, в. 5.
- Самойлов Я. В., Кленова М. В. К литологии Баренцова моря. Тр. Морского н.-и. института, т. 2, в. 3, 1927.
- Семененко Н. П. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской СССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
- Сташук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. «Недра», 1968.
- Степанов П. И. Некоторые закономерности стратиграфического и палеогеографического распределения геологических запасов ископаемых углей на Земном шаре.—Тр. МГК, XVII сессия, М., т. 1, 1939.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.—Тр. ГИН АН СССР, геол. сер. (22), 1947, в. 73.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. В кн. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968.
- Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Чилингар Д. и др. (ред.). Карбонатные породы, т. 2. М., «Мир», 1971.
- Штеренберг Л. Е., Горшкова Т. И., Нактинас Е. М. Карбонаты марганца в железо-марганцевых конкрециях Рижского залива.—Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Штеренберг Л. Е., Стравинская Е. А., Уранова О. В. Основные процессы, контролирующие рудообразование в озерах северной лесной зоны.—Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
- Эренбург Б. Г. О некоторых искусственных смешанных карбонатах структурного типа кальцита.—Журнал структурной химии, 1961, т. 2, № 2.
- Юрк Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
- Andree K. Geologie des Meersboden. Leipzig, 1920.
- Debysier I. Contribution a l'etude du sediments organique de la Mer Baltique.—Rev. Inst. franç. petroll, 1957, 12, No. 1.
- Hallimond B. Iron ores: Bedded ores of England and Wales. Mem. of Geol. Survey Spec. Rep. on the Min. Resour. of Great Britain. Petrograph. and Chem. 1925, v. 29.
- Kivinnen E. Zur Kenntnis der Eisenkarbonat Vorkommisse in der Mooren Finlands.—Zeitschrift für Pflanzenernährung. Bd. 45, No. 1—2, 1936.
- Kukuk P. Geologie des Niederrheinisch westfälischen Steinkohlen gebites. Berlin, 1933.
- Lynn D. C., Bonnatti E. Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments.—Marine Geol. 3, No. 6, 1965.
- Narebski W. Mineralogia i geochimizne warunki genezy tzw. syderytow fliszu karpackiego.—Arch. Mineralog. 1958, 21, z. 1.
- Zen E. An. Mineralogy and petrography of marine Bottom sediments samples off the coast of Peru and Chile.—J. Sediment. Petrology, 1959, v. 29, No. 4.

Ленинградский университет

Дата поступления
28.XII.1970

УДК 552.313 (571.66)

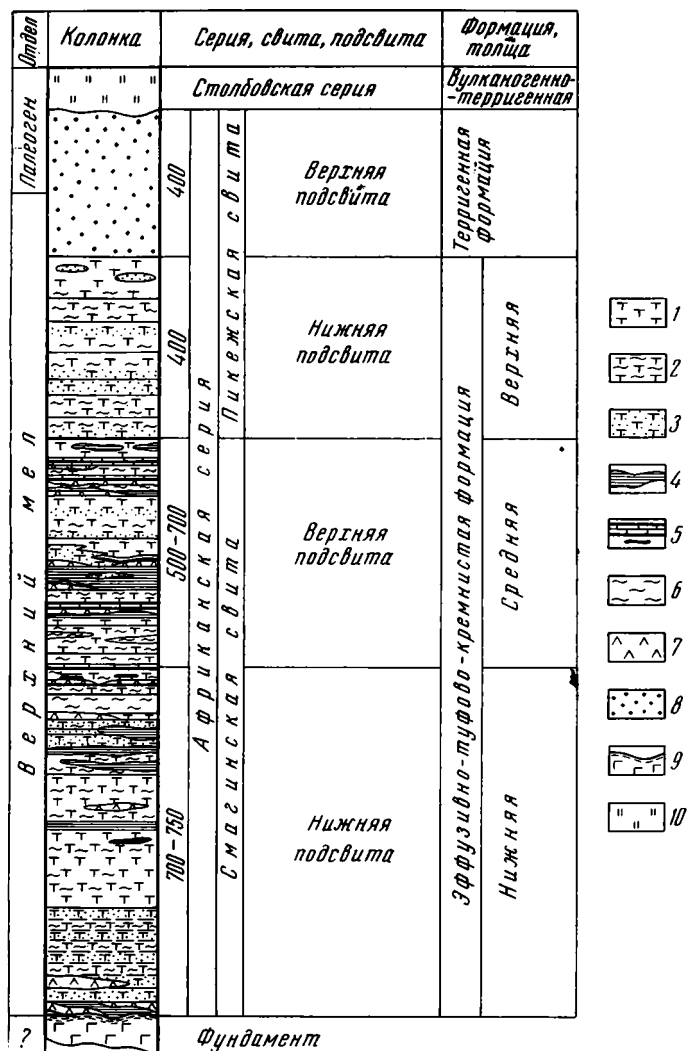
КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ЭФфуЗИВНО-ТУФОВО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКОГО МЫСА

М. Ю. ХОТИН

Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса с размывом и несогласием залегает на базальт-габбро-гипербазитовом комплексе — фундаменте неопределенного возраста всех осадочных образований района. Эта формация согласно перекрыта песчаниками и аргиллитами терригенной субаркозовой формации. Эффузивно-туфово-кремнистая формация сложена в основном алевропелитовыми, алевритовыми и псаммитовыми туфами андезитового и андезитово-базальтового состава. Меньшую роль играют базальты, железистые аргиллиты, яшмы, известняки. Формация разделена на три толщи. Все кремнистые породы, входящие в состав формации (силициты), разделены на группу яшм и группу туфосилицитов. Автор делает вывод о несомненно глубоководном происхождении яшм, о возможном происхождении туфосилицитов в связи с подводной вулканической деятельностью удаленных на значительное расстояние от места накопления эффузивно-туфово-кремнистой формации эруптивных центров андезитового и андезитово-базальтового магматизма, и о глубоководных, скорее всего, океанических условиях образования формации.

Эффузивно-туфово-кремнистая формация обнажена на южной оконечности п-ова Камчатского мыса на Восточной Камчатке. Она входит в состав африканской серии отложений верхнего мела. Название «африканская серия» дано по мысу и горе Африка (Долматов, Хотин, 1969; Марков и др., 1969). Ранее отложения этой серии описывались под различными наименованиями, и признавался мезозойский или меловой их возраст. Позднее было установлено несогласное налегание на отложения серии и на прорывающие ее интрузии образований столбовской серии палеоцен-олигоценового возраста (Борзунова и др., 1969). Из карбонатных пород африканской серии выделено незначительное количество фораминифер, а из песчаников верхней части разреза — весьма бедный комплекс спор и пыльцы, позволяющие сделать вывод о поздне меловом возрасте серии. Кроме того, в соседнем районе, западнее, на п-ове Озерном, по данным Б. И. Сляднева, в кремнистых породах, сходных с яшмово-карбонатными слоями африканской серии, обнаружены остатки верхнемеловых иноцерамов (заклчение М. А. Пергамента).

В основании африканской серии залегают породы базальт-габбро-диабазового и габбро-гипербазитового комплекса, широко развитого в пределах южной части п-ова Камчатского мыса. Осадочных образований более древних, чем африканские, здесь не обнаружено. В мелких блоках, в зонах крупных нарушений и в краевых частях массивов гипербазитов встречены метаморфические породы — гранатовые амфиболиты, которые, возможно, вместе с габброидами являются фрагментами кристаллического фундамента. Базальный горизонт африканской серии представляет собой маломощные конгломерато-брекчии, сложенные дресвой разрушен-



Фиг. 1. Сводный разрез эффузивно-туфово-кремнистой формации

1 — алевро-пелитовые и пелитовые туфы и туффиты; 2 — кремнистые туфы, туффиты и туфосилициты; 3 — алевритовые и псаммитовые туфы; 4 — железистые аргиллиты; 5 — яшмово-карбонатные пакеты; 6 — яшмы и туфосилициты; 7 — эффузивы; 8 — песчаники; 9 — породы фундамента; 10 — палеогеновые отложения

ных габброидных пород, сцементированной обычно бурым и красно-бурым глинистым материалом. Мощность базального горизонта 1,5—2, реже 5—6 м. Иногда на разрушенную поверхность габброидов непосредственно налегают шаровые и плотные красно-бурые базальты, которые по простираению сменяются красно-бурыми аргиллитами. Африканская свита расчленена на две свиты: смагинскую и пикёжскую, каждая из которых делится на две подсвиты (фиг. 1).

Смагинская свита и нижняя подсвита пикёжской свиты представлены вулканогенно-кремнистым комплексом. Этот комплекс осадков в дальнейшем называется эффузивно-туфово-кремнистой формацией. В ней преобладают пелитовые и алевро-пелитовые туфы, среди которых присутствуют горизонты, прослои и линзы различной мощности эффузивов, яшм, кремней (туфосилицитов), яшмово-карбонатных пакетов, а также туффитов и более грубых туфов, размерность которых редко превышает псаммитовую. Для формации в целом характерна монотонность разреза, латеральная невыдержанность отдельных слоев, горизонтов и пачек при отсутствии существенных и закономерных фациальных изменений. На всей площади развития формации (350 км²) ее разрез сохраняет характерные черты. В составе формации изредка наблюдаются турбидиты,

образование которых связано с появлением среди тонких туфов более грубообломочных пород — тефроидов (?) и туффитов, состоящих из вулканокластического материала со следами незначительной окатанности. Фациальная изменчивость формации выражена только в некотором увеличении количества эффузивов в западных разрезах по сравнению с разрезами на восточной окраине полуострова, близ горы Африка. Мощность вулканогенных кремнистых образований африканской серии — 1500—1800 м. Максимальные мощности наблюдались в восточной части п-ова Камчатского мыса.

Верхняя подсвита пикежской свиты, или пикежская терригенная формация, с постепенным, но быстрым переходом согласно перекрывает эффузивно-туфово-кремнистую формацию. Терригенная формация представлена монотонными по составу песчаниками с почти совершенно неокатанными зернами, мелко- и среднезернистыми, хорошо сортированными, неритмично переслаивающимися с черными аргиллитами. По классификации В. Д. ШUTOVA (1967), песчаники относятся к граувакковым аркозам. Обломки в песчаниках представлены в основном кварцем, кислым и средним плагиоклазом, в меньшей степени биотитом, калиевым полевым шпатом и обломками пород. Количество аргиллитов в разрезе формации быстро убывает в восточном направлении, и вблизи горы Африка она представлена почти одними песчаниками. Мощность ее около 400 м.

Основные черты строения эффузивно-туфово-кремнистой формации. Формация разделена на три толщи, соответствующие двум подсвитам смагинской свиты и нижней подсвите пикежской свиты африканской серии.

Нижняя толща (700—750 м) формации сложена зелеными и бурыми туфами пелитовой, алевроитовой и алевро-псаммитовой размерности (кремнистыми и известковистыми), красно-бурыми аргиллитами и алевро-пелитами. В меньшем количестве присутствуют эффузивы, горизонты и линзы красных, белых и серых яшм, линзы и желваки зеленых кремней. Наиболее представительный разрез этой части формации описан в верховьях рек Быстрой и Мутной на западе района, где на разрушенные до дресвы габбро-диабазы ложатся следующие породы (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальт шаровый, афировый, буро-коричневый. Промежутки между шарами выполнены красно-бурым глинистым материалом. По простирацию на восток базальт сменяется неслоистыми красно-бурыми аргиллитами, в подошве которых много обломков подстилающих габбро-диабазов 4—6
2. Туфы псаммитовые, алевро-псаммитовые, кремнистые, буро-зеленые, переслоенные через 2—3 м бурыми алевроитовыми туфами 220
3. Туфы алевро-псаммитовые, зеленые, переслоенные через 5—10 м кремнистыми алевро-пелитовыми туфами, темно-серыми 180
4. Туфы алевро-псаммитовые, бурые, сильно ожелезненные, переслоенные через 0,5—10 см железистыми и бурыми аргиллитами и содержащие линзы этих пород 5
5. Слой аналогичный слою 3 115
6. Туфы алевро-пелитовые, грязно-зеленые, кремнистые, с прослоями и линзами зеленых кремней 70
7. Аргиллит железистый, коричнево-бурый, неслоистый 10
8. Туфы пелитовые и алевро-пелитовые, кремнистые, зеленые, слоистые 30
9. Слой аналогичный слою 7 5
10. Туф алевро-псаммитовый, массивный, светло-зеленый 10

11. Туфы пелитовые, зелено-бурые, переслоенные через 1,0—1,5 см ярко-зелеными кремнистыми туфами	3
12. Туф алевроитовый, массивный, зеленый.	20
13. Спилит бурый, флюидалый	2
14. Туф алевроитовый, синевато-зеленый, с линзочками (до 1—2 см мощности) светло-зеленых кремней	0,8
15. Туф пелитовый, кремнистый, темно-серый, с тонкими линзочками (до 5—8 см) серого известняка	1,2
16. Кремни ярко-зеленые, переслоенные через 1—1,5 см туфами алевро-пелитовыми, кремнистыми, темно-зелеными	7
17. Кремни неяснополосчатые, массивные, серые, серо-зеленые.	27
18. Туфы кремнистые, алевро-пелитовые, неяснослоистые, светло-зеленые	15

В нескольких близ расположенных менее полных разрезах нижней толщи наблюдается большое количество базальтовых пластов, мощность которых не превышает 10—15 м. Существенной особенностью этой части формации является присутствие чистых кремнистых образований (яшм, кремней и яшмо-кварцитов) на некотором удалении (по мощности) от основания разреза. Обыкновенно они залегают в виде линз, желваков, маломощных прослоев, связанных, как правило, с эффузивами.

В восточной части полуострова, в верхах нижней толщи, в слоях 14—18 приведенного разреза наблюдается большое количество маломощных линз красных, серых, белых и зеленых яшм и кремней. Характерной особенностью толщи является также почти полное отсутствие, кроме самых верхних горизонтов, карбонатных образований, получающих широкое развитие в средней толще формации.

Средняя толща (500—700 м) формации сложена в основном тонкообломочными зелеными туфами, аналогичными туфам нижней толщи. Но здесь появляется значительное количество карбонатно-яшмовых и яшмово-карбонатно-железистых образований, представляющих тонкослоистые пакеты мощностью 30—40 м и залегающих, как правило, непосредственно выше эффузивов. Отдельные пласты эффузивов с приуроченными к их кровле тонкослоистыми яшмово-карбонатными пакетами объединяются с красно-бурыми и коричневыми железистыми аргиллитами в горизонты мощностью 50—60 м. Они выдерживаются по простиранию, хотя иногда прерываются и расщепляются линзами и пластами туфов и туфо-кремнистых пород. Именно с этими горизонтами связано появление линз, желваков и стяжений яшм и известняков, а также тонкослоистых яшмово-карбонатных пакетов. Пакеты яшмово-карбонатных пород сложены тонкими слойками (1—8 см) коричнево-красных яшм, светло-коричневых и розовых известняков. Часто на границе яшмы и известняка наблюдаются тончайшие (1—3 мм) прослойки глинисто-железистого материала либо пленки окислов железа характерного бурого или коричневого цвета. Контакты пакетов с вмещающими тонкообломочными туфами внешне резкие, при рассмотрении образцов с контакта в лупу наблюдаются зоны (1—2 см) смешения пирокластического, кремнистого и известкового материала. Благодаря яркой окраске описанные горизонты хорошо прослеживаются в обнажениях. В описываемой формации насчитывается около двенадцати эффузивно-аргиллитовых горизонтов. В пяти из них содержатся яшмово-карбонатные пакеты. Характерно, что в нижней толще с горизонтами эффузивов связаны только мелкие разрозненные линзы и желваки яшм и яшмо-кварцитов, тогда как в средней появляются мощные пласты этих пород, а также яшмово-карбонатные пакеты. Соотношение известняков и яшм в пакетах постепенно меняется от нижних эффузивных горизонтов средней толщи

к верхним. Если в самом нижнем горизонте известняки составляют примерно $\frac{1}{10}$ — $\frac{1}{15}$ часть пакета, то в верхних достигают $\frac{1}{3}$ мощности.

Наиболее представительный разрез средней толщи формации был описан в верховьях рек Мутная и Медвежья. Выше туфов нижней толщи залегают следующие слои (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальт бурый, афировый с желваками сферолитовых яшм в кровле пласта, размеры желваков 3—20 см	4
2. Яшмы и яшмо-кварциты розовые, красно-розовые, тонко-слоистые, линзовидно-слоистые	0,5—2
3. Аргиллиты и алевро-пелиты коричневые, вишнево-бурые, с линзами красных, вишневых, розовых, белых яшм и серых и бежево-серых известняков. Мощность линз 0,1—0,5 м, длина 0,2—0,6 м	30
4. Базальт бурый, афировый, массивный	3
5. Яшмово-карбонатный пакет. Известняки появляются только в последнем метре (по мощности) пакета. Толщина отдельных слоев 3—8 см	10
6. Туфы алевро-пелитовые, бурые, с прослоями и линзами зеленых, красных яшм и известняков. Мощность прослоев 0,01—1,0 м	25
7. Туфы пелитовые, зеленые, с тонкими прослоями зеленых кремней	65
8. Туфы алевро-пелитовые, бурые, зеленовато-бурые, с прослоями зеленых кремней и желваками бурых яшм	40
9. Слой аналогичный слою 3	10
10. Туфы пелитовые, зеленые и вишневые, переслоенные алевро-пелитовыми кремнистыми грязно-зелеными туфами	30
11. Переслаивание аргиллитов бурых и красно-бурых с линзовидными прослоями (0,3 м) зеленых псаммитовых туфов. Линзы бурых эффузивов (1—2 м), вишневых яшм и кварцитов	57
12. Туфы алевро-пелитовые, массивные, зеленые и темно-вишневые, с линзами и прослоями (0,3—3,0 м) псефитовых и псаммитовых туфов	60
13. Туфы алевро-пелитовые, сине-зеленые и бурые, неяснослоистые, с редкими прослоями псаммитовых темно-зеленых туфов	100
14. Линзовидное переслаивание красно-бурых аргиллитов с зелеными пелитовыми туфами. Преобладают аргиллиты	20
15. Базальт темно-серый, афировый, массивный	10
16. Яшмово-карбонатный пакет; толщина отдельных слоев 2—3 см. Известняки только в верхней части пакета	4
17. Туфы алевро-пелитовые, темно-зеленые и вишневые, с прослоями (до 0,3 м) ярко-зеленых кремней	20
18. Базальт бурый, афировый, массивный	6
19. Яшмово-карбонатный пакет (3—5 см)	3—12
20. Туфы пелитовые, темно-зеленые и бурые, с прослоями псаммитовых туфов, зеленых кремней и вишневых железистых аргиллитов	40

Особенность этого разреза — широкое развитие известняков, как правило, пространственно связанных с яшмами. Очень редко, обычно на контакте эффузива и подстилающего его железистого аргиллита, наблюдаются характерные округлые в плане и эллипсовидные в разрезе белозелено-коричневые конкреции известняка. Обычные размеры их не превышают 0,3—0,5 м при толщине до 0,2 м. Количество эффузивов и их облик в средней и нижней бескарбонатных толщах одинаковы. В средней толще большее развитие получают железистые аргиллиты и алевро-пелиты. Здесь наблюдались специфические образования — сферолитовые

яшмы, при катагенетической перекристаллизации переходящие в кварциты. Они развиты и в низах формации, хотя и в меньшем объеме, но также связаны с эффузивами.

В некоторых разрезах средней толщи среди туфов наблюдались маломощные линзы песчаников, ассоциирующих, как правило, с аргиллитами. Песчаники приурочены к самым восточным разрезам формации, где мощности вулканогенно-кремнистых пачек несколько возрастают.

Верхняя толща (около 400 м) формации сложена зелеными, серо-зелеными, преимущественно тонкообломочными туфами, аналогичными туфам нижележащих толщ, с прослоями и линзами псефитовых и псаммитовых туфов, туффитов и зеленых кремней. Характерно отсутствие эффузивов, яшм, кварцитов и известняков. Только изредка наблюдаются тонкие пропластки и линзы железистых аргиллитов. В верхней части, вблизи контакта с пикежской терригенной формацией, в туфах и туффитах появляются линзы биотитовых песчаников.

Общее представление о толще можно составить по разрезу, описанному в левом борту р. Перевальной (снизу вверх):

Мощность, м

1. Туфы алевритовые и псаммитовые с прослоями и включениями алевро-пелитовых туфов, неяснослоистые, светло- и темно-зеленые, с большим количеством линз и слоев ярко-зеленых кремней	150
2. Кремни светло-зеленые, полосчатые	2
3. Туфы алевро-пелитовые, кремнистые с неясным чередованием зеленых и серо-зеленых прослоев	50
4. Туфы алевро-пелитовые, кремнистые, серые	40
5. Туфы псаммитовые и алевритовые, неяснослоистые, светло-зеленые	100
6. Туфы псефитовые, кремнистые, участками скопления обломков лапиллиевой размерности	50
7. Туфы алевро-пелитовые, кремнистые, светло-зеленые, с ярко-зелеными кремнями	30

Наряду с другими особенностями для этой толщи характерно некоторое увеличение количества грубообломочных туфов. Отдельные их слои имеют градационное строение, что в нижележащих толщах формации отмечалось лишь в единичных случаях.

Генетические типы кремнистых образований. В составе эффузивно-туфово-кремнистой формации широким развитием пользуются кремнистые образования (см. фиг. 1), или силициты, т. е. породы, в составе которых основную или, по крайней мере, существенную роль играют минералы кремнезема. Среди силицитов выделяются две генетические группы — яшмы и туфосилициты.

В группу яшм включены собственно кремнистые породы — сфероолитовые яшмы, кварц-халцедоновые яшмы, яшмо-кварциты и микрокварциты. Они составляют непрерывный ряд от существенно халцедоновых до монокварцевых пород.

Во вторую группу выделены силициты, образование которых связано с пирокластическим материалом. Они названы туфосилицитами и представляют непрерывный ряд пород от кремней через кремнистые пелитовые туфы до пелитовых и алевро-пелитовых некремнистых туфов.

Сфероолитовые яшмы, как правило, образуют мелкие желваки и линзочки, залегающие внутри базальтов, вблизи кровли потока (не глубже 10—20 см) или непосредственно на его поверхности. Характерны для базальтов нижней части формации, но наиболее обычны в средних ее частях. Размеры яшмовых желваков и линз 0,5—25 см в дли-

ну, толщина линз не превышает 5—7 см. Сферолитовыми же яшмами сложено основание почти всех яшмово-карбонатных пакетов, где их мощность не превышает 5 см.

Сферолитовые яшмы — красные, оранжево-красные и желто-красные, состоят из шариков (сферолитов) размером 0,3—3 мм. Под микроскопом отчетливо видна радиально-лучистая структура халцедона и характерно «крестовое» угасание в сферолите. В центре некоторых из них наблюдаются очень мелкие изометричные зерна кварца, свидетельствующие о начале раскристаллизации породы. Встречаются редко.

Кварц-халцедоновые яшмы и яшмо-кварциты — наиболее распространенные породы среди силицитов первой группы. Они слагают основную часть яшмово-карбонатных пакетов, линзы, конкреции и желваки, связанные с покровами эффузивов, очень крупные (до 1,5 м) конкреции в горизонтах красно-бурых железистых аргиллитов. Обычно это ярко-красные, коричнево-красные, оранжево-красные и желто-оранжевые породы. Значительно реже наблюдаются розовые и белые яшмы. Кварц-халцедоновые яшмы слагают верхние части яшмово-карбонатных пакетов, в основном в тонком переслаивании с известняками. Яшмо-кварциты тяготеют к нижним частям этих пакетов, к интервалам, где известняки еще отсутствуют. Они слагают конкреции и линзы в железистых аргиллитах, внутри эффузивов и на их поверхности. Обе разновидности яшм сложены агрегатом кварца и халцедона с обязательным присутствием окислов железа. Однако в структуре их значительные различия.

Яшмо-кварциты сложены пятнисто-расположенными агрегатами крипто- и микро- тонкокристаллического кварца, в промежутках между которыми расположены агрегаты радиально-лучистого халцедона. Халцедон образует волокна, пучки прихотливо вытянутые, закрученные и разветвляющиеся.

В яшмо-кварцитах всегда присутствуют гематит и, по-видимому, гетит, которые образуют неправильной формы скопления между агрегатами кварца и халцедона. Эти скопления имеют зональное строение. Во внутренней части их всегда располагается гематит, окруженный каемкой гетита. Еще дальше, к внешнему краю скоплений, за каемкой гетита располагаются отдельные распыленные зернышки гематита, иногда образующие крипτοкристаллические скопления. Халцедон чаще всего окрашен бурыми и желтыми гидроокислами железа. Агрегаты кварца, как правило, прозрачны. Другой составной частью яшмо-кварцитов является микрокристаллический тонко рассеянный в массе агрегатов халцедона гранат (андрадит, судя по показателю преломления и данным химического анализа). В белых гранатовых яшмах, не содержащих окислов железа, гранат составляет 7,5% породы. Обычно в яшмо-кварцитах его значительно меньше 1%.

Кварц-халцедоновые яшмы сложены смешанным агрегатом крипто- и тонкокристаллического кварца и халцедона, причем халцедон образует хлопьевидные скопления с волнистым угасанием. Вся порода почти равномерно окрашена бурыми окислами железа, что придает ей равномерный красный, красно-бурый цвет в отличие от пятнистых, разноцветных яшмо-кварцитов. Гематит образует отдельные рассеянные зерна, пьомонит — рассеянные изометричные и игольчатые зернышки ($N_g = N_p \approx 0,040—0,050$; $c N_g = 30^\circ$; плеохроизм в розовых тонах). Содержание пьомонита не превышает 1—1,5%. Очень редко, в слабо окрашенных окислами железа разностях, наблюдаются единичные листочки серицита, иголки апатита и зернышки граната. Для некоторых образцов кварц-халцедоновых яшм и яшмо-кварцитов характерно присутствие перекристаллизованных раковин радиолярий (от нескольких раковин до 6%). Обычно это округлые или эллипсовидные формы, очертания которых большей частью расплывчаты. Внутри раковины радиолярий

выполнены кварцем с размерами зерен 0,01 мм. Окислы железа внутри раковин всегда отсутствуют. Единичные остатки радиолярий присутствуют в белых гранатовых яшмах.

Микрокварциты — очень редкие породы в составе формации. Как сферолитовые яшмы и яшмо-кварциты они тяготеют к эффузивам. Иногда микрокварциты располагаются в слое железистых аргиллитов под покровом базальта или диабазы.

Они сложены тонко- и мелкокристаллическим агрегатом кварца, причем иногда можно наблюдать «розочки» лепестковидно расположенных зерен кварца, имеющих волнистое угасание и выдающих первично сферолитовую природу этих яшм. Они, как правило, слабо окрашены, так как скопления гематита заключены в интерстициях между зернами кварца.

В породах проходило катагенетическое перераспределение кремнезема по трещинам. К прожилкам кварца иногда приурочены единичные зерна граната, пьомонтита и пумпеллиита. В яшмово-карбонатных пакетах яшмы пронизаны большим количеством прожилков кальцита. В пограничных частях соприкасающихся прослоев яшмы и известняка наблюдаются сильно карбонатизированные разновидности яшм. Происходит концентрация бурых окислов железа на поверхностях напластования.

Туфосилициты довольно однообразны по составу. Они связаны постепенным переходом с пелитовыми и алевро-пелитовыми туфами и кремнистыми туффитами, и даже наиболее высоко кремнистые разновидности силицитов содержат тонкий пирокластический материал.

Туфосилициты по существу являются кремнистыми туффитами, но в отличие от последних содержание пирокластики в них условно принимается не выше 10—15%. Количество кристаллического кремнезема в обеих породах может значительно варьировать, обнаруживаясь в некоторых разностях слабокремнистых туффитов только в результате катагенетических преобразований.

Макроскопически туфосилициты (кремни) обычно ярко-зеленые, зеленые, зелено-серые, и светло-серые, с раковистым или занозистым изломом. Они встречаются в туфах в основном в виде линз и разнообразных стяжений. Реже слагают выдержанные прослои небольшой мощности. Обычно такие прослои залегают в верхних частях туфовых пластов с градиционным строением либо в верхней части эффузивно-аргиллитовых горизонтов. В последнем случае образуются слои тонкослоистых, зелено-красных туфосилицитов мощностью до 5—6 м.

Сложены туфосилициты пелитовой массой, слабо поляризующей, образованной тонким срастанием хлоритов, цеолита и кварца, в которой присутствуют угловатые обломки алевролитовой размерности основного и среднего плагиоклаза, пироксена и девитрифицированного основного стекла. Количество обломков обычно 10—15%. Вторичные изменения одинаковы для туфов, туфогенных силицитов и кремнистых туффитов, что свидетельствует об их общем минералогическом составе. Хлориты и кварц слагают основную массу породы; кроме того, кварц и цеолиты образуют густую сетку тончайших прожилков. Почти постоянно хлоритам, цеолитам и кварцу сопутствуют пумпеллиит, пренит и клиноцоизит. Пренит-пумпеллиитовая ассоциация вторичных минералов больше характерна для малокремнистых разностей туфов и туффитов, где ей почти всегда сопутствуют кальцит и альбит. Здесь же наблюдаются сегрегационные выделения кварц-карбонат-лавсонитового состава.

Описанные катагенетические преобразования характерны только для туфов, туффитов и туфосилицитов и не распространяются на эффузивы, яшмы и железистые аргиллиты средней и нижней толщи формации. По-видимому, характер катагенетических изменений полностью отражает первичный состав исходных пород.

Химический состав яшм

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Среднее арифметическое
SiO ₂	95,46	95,66	90,98	90,67	88,95	83,53	82,28	76,76	69,62	69,83	54,15	81,62
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	0,13	—	0,08	0,11	0,10	0,10
Al ₂ O ₃	0,75	—	0,05	2,18	0,66	0,65	2,09	0,33	1,23	0,43	0,67	0,90
Fe ₂ O ₃	1,53	0,75	2,88	2,73	1,86	0,83	0,87	1,23	5,51	0,79	0,39	1,76
FeO	—	0,24	0,64	0,14	—	0,64	0,14	0,28	1,26	0,68	0,66	0,52
CaO	1,31	1,86	4,33	1,44	4,54	7,82	8,01	11,24	9,74	14,74	22,84	7,98
MgO	0,15	—	—	0,75	0,07	0,13	0,06	0,38	1,45	0,25	1,24	0,49
MnO	0,46	0,01	0,03	0,46	0,98	0,13	0,11	0,27	0,06	0,11	0,15	0,25
Na ₂ O	0,15	0,12	0,19	0,15	0,15	0,24	0,26	0,18	0,54	0,34	0,74	0,27
K ₂ O	0,13	0,13	0,12	0,24	0,13	0,17	0,25	0,13	0,61	0,26	0,44	0,23
H ₂ O ⁺	0,23	0,64	0,34	0,69	0,62	0,93	0,19	1,11	1,43	0,61	0,72	—
H ₂ O ⁻	0,16	—	—	0,20	0,26	0,16	0,61	0,18	0,77	0,22	0,28	—
CO ₂	0,00	0,16	0,50	0,00	1,32	5,40	5,56	7,94	7,74	11,36	17,66	6,40
C _{орг}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,33	—	—
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,02	0,05	0,01	0,01	0,04	0,04	0,01	0,04	0,09	0,03
Сумма	100,37	99,57	100,08	99,70	99,55	100,64	100,60	100,07	100,05	100,10	100,13	—

Примечание. 1 — красная яшма, верховья р. Медвежьей; 2—3 — белая гранатовая яшма р. 1-й Перевальной; 4—красная яшма, верховья р. Медвежьей; 5 — красная яшма, верховья р. Белой; 6—8 красная яшма р. Быстрой; 9 — красная сферолитовая яшма р. Быстрой; 10 — красная яшма г. Белой; 11—красная яшма р. Медвежьей. Образцы из коллекций Б. К. Долматова и М. Ю. Хотина. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР; прочерк означает либо отсутствие элемента, либо содержание его ниже пределов чувствительности анализа.

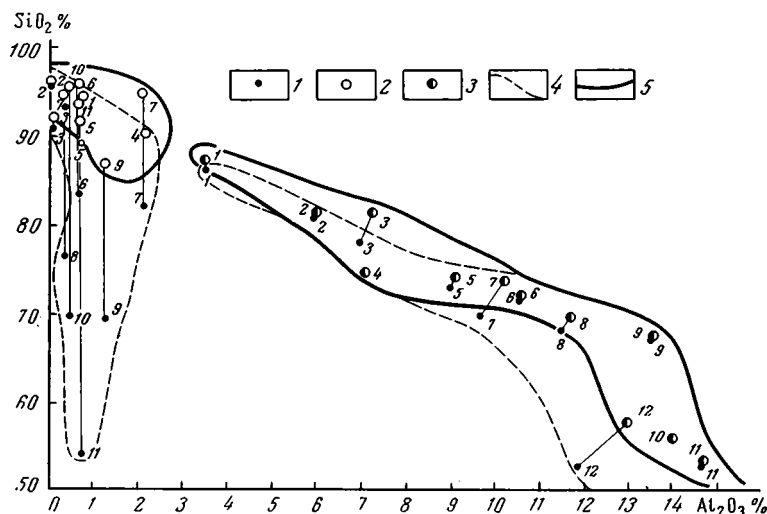
Таблица 2

Химические составы туфогенных силицитов, туффитов и туфов

Элементы	Туфогенные силициты						Среднее 1—6	Туффиты и туфы						Среднее 7—12
	1	2	3	4	5	6		7	8	9	10	11	12	
SiO ₂	86,25	80,70	78,22	74,47	72,88	71,48	77,33	69,81	67,93	66,99	55,82	52,63	52,52	60,95
TiO ₂	0,31	0,38	0,58	0,55	0,33	0,49	0,44	0,47	0,64	0,68	0,96	0,96	0,72	0,69
Al ₂ O ₃	3,47	5,96	6,94	7,03	8,94	10,53	7,15	9,61	11,46	13,47	13,95	14,59	11,83	12,48
Fe ₂ O ₃	0,91	0,70	0,49	1,79	1,45	1,90	1,21	0,88	2,24	1,78	3,71	2,89	2,60	2,35
FeO	1,83	1,36	3,00	2,21	2,47	3,14	2,34	3,26	2,44	2,16	6,81	7,56	4,56	4,46
CaO	3,06	2,15	3,29	2,76	6,88	2,75	3,48	5,17	4,51	3,05	4,77	7,32	13,98	6,47
MgO	0,54	1,50	1,20	1,35	1,24	1,70	1,25	1,06	1,07	2,91	4,27	4,27	2,05	2,61
MnO	0,06	0,07	0,14	0,18	0,05	0,12	0,10	0,14	0,18	0,12	0,23	0,23	0,14	0,17
Na ₂ O	1,65	0,90	1,50	0,68	2,77	3,82	1,89	0,68	3,40	4,03	3,75	3,96	2,13	2,99
K ₂ O	0,44	1,25	0,92	1,60	0,67	1,80	1,11	2,03	2,02	2,44	1,51	1,22	0,19	1,57
H ₂ O ⁺	0,74	3,93	1,65	5,12	1,16	1,70	2,38	2,67	3,13	2,05	3,48	2,82	0,36	2,42
H ₂ O ⁻	0,28	1,49	0,42	2,25	0,77	0,39	0,93	1,23	0,62	0,64	0,92	0,72	4,19	1,39
CO ₂	0,54	0,22	1,84	0,00	0,58	0,12	0,66	2,88	1,02	0,16	0,00	0,22	4,22	1,70
C _{орг}	0,05	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,08	0,07	0,04	0,07	0,06	0,09	0,07	0,10	0,13	0,15	0,11	0,11
Сумма	100,17	100,66	100,27	100,06	100,23	100,01	100,33	100,03	100,74	100,58	100,31	99,54	99,60	100,36

Примечание. 1 — туфогенный силицит, верховья р. Быстрой; 2 — пелитовый туф кремнистый, левые притоки р. 1-й Ольховой; 3 — туфогенный силицит, верховья р. Быстрой; 4 — пелитовый туф кремнистый, левые притоки р. 1-й Ольховой; 5 — туфогенный силицит, левые притоки р. 1-й Ольховой; 6 — пелитовый туф кремнистый, верховья р. Быстрой; 7 — пелитовый туф, известковистый, верховья р. 1-й Перевальной; 8 — пелитовый туф, верховья р. Быстрой; 9 — пелитовый, пелловый туф, верховья р. Мутной; 10 — псаммитовый туффит, верховья р. Быстрой; 11 — алевро-пелитовый туф, верховья р. Мутной; 12 — алевро-пелитовый туффит, верховья р. Быстрой. Образцы из коллекции Б. К. Долматова и М. Ю. Хотина. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР; прочерк означает либо отсутствие элемента, либо содержание его ниже пределов чувствительности анализа.

Петрохимические особенности силицитов. Химический анализ яшм и туфосилицитов эффузивно-туфово-кремнистой формации (табл. 1, 2) свидетельствует о значительных различиях в их составе. В туфогенных силицитах по сравнению с яшмами содержание SiO_2 более низкое, а содержание Al_2O_3 и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — более высокое, с преобладанием FeO



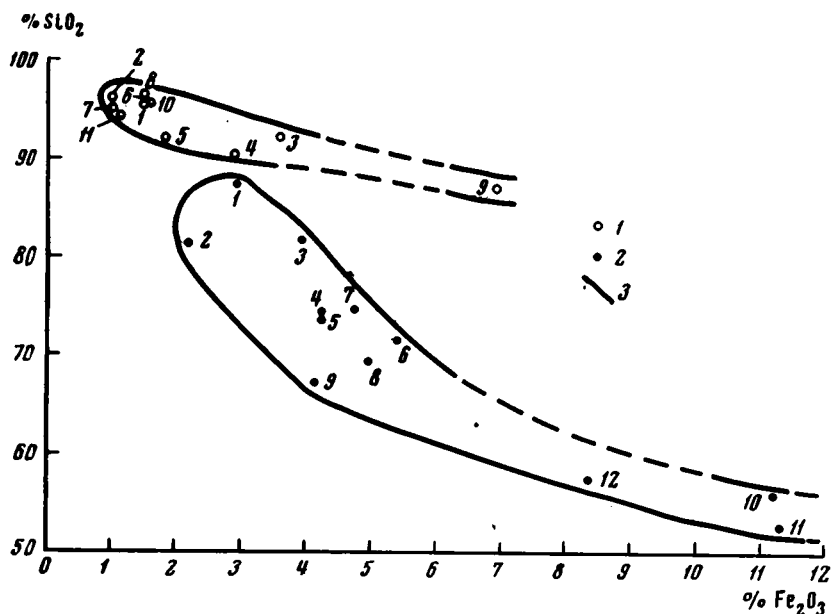
Фиг. 2. Диаграмма соотношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в яшмах и туфосилицитах

1 — анализы яшм и туфосилицитов, не пересчитанные на бескарбонатность; пересчитанные на бескарбонатное вещество анализы: 2 — яшмы, 3 — туфосилициты; 4 — ареалы значений для пород, не пересчитанных на бескарбонатность; 5 — ареалы значений для пересчитанных пород

над Fe_2O_3 ($\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}=0,51-0,52$), тогда как в яшмах отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ обратное (3,38). Туфогенные силициты отличаются также повышенным содержанием щелочей и очень низким содержанием MnO .

Высокая карбонатность яшм и туфосилицитов не позволяет классифицировать описываемые породы, так как в существующей классификации кремнистых пород (Хворова, 1968) за основу берутся только бескарбонатные разности. Были проведены пересчеты на бескарбонатное вещество, причем в группе яшм разность, полученная в результате вычета CaCO_3 из суммы окислов, добавлялась к содержанию SiO_2 в породе; правомерность такого пересчета подтверждается сходством полученных данных с анализами бескарбонатных яшм (см. табл. 1, анализы 1, 4). В группе же туфосилицитов при пересчете на бескарбонатное вещество были произведены пропорциональные пересчеты окислов, правомерность чего также подтверждается анализами бескарбонатных туфосилицитов (см. табл. 2, анализы 4, 10). Кроме того, такая разница в системе пересчета для яшм и туфосилицитов обусловлена тем, что в яшмах кальцит содержится только в прожилках и микротрещинах и явно связан с соседними карбонатными слоями. В яшмах, удаленных от известняков, карбонат в трещинах и прожилках не наблюдается, и все они выполнены вторично перераспределенным кварцем, тогда как в группе туфогенных пород карбонатность может быть наложенная (связанная с поступлением кальцита при катагенезе из известняков) и первичная (седиментационная).

На диаграмме $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (фиг. 2) хорошо видно, как пересчет пород на бескарбонатность меняет картину зависимости SiO_2 от Al_2O_3 . Конфигурация ареала значений этих величин для группы яшм меняется очень резко, в то время как для группы туфосилицитов и туфов изменения не-



Фиг. 3. Диаграмма соотношения $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ в яшмах и туфосилицитах
Анализы пересчитаны на бескарбонатное вещество. 1 — яшмы; 2 — туфосилициты; 3 —
ареалы значений. Все железо пересчитано, как Fe_2O_3

значительны. В целом обратная зависимость $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ выдерживается (см. фиг. 2, фиг. 3); это обычное явление для всех типов силицитов (Хворова, 1968; Ketner, 1969). На обеих диаграммах группы силицитов разделяются очень отчетливо.

Для группы яшм весьма характерно почти полное отсутствие либо незначительное количество TiO_2 , в то время как в группе туфовых пород содержание TiO_2 близко к таковому в среднемировых (по Р. Дэли) андезитах. Диаграмма зависимости TiO_2 от Al_2O_3 и Fe_2O_3 (фиг. 4) в туфосилицитах свидетельствует в пользу того, что алюминий и железо в этих породах прямо связаны с вулканокластическим материалом. Отсутствие же TiO_2 и незначительное количество алюминия в яшмах говорит о том, что ни пирокластический, ни терригенный материал не участвовали в образовании этих пород. Свободные окислы железа в яшмах, очевидно, генетически связаны с эффузивным процессом.

При пересчете яшм на бескарбонатное вещество выяснилась прямая зависимость между содержанием MnO и CaO либо CaO и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ при отсутствии MnO (см. табл. 1, анализы 2, 3). Это подтверждается и петрографическими данными, свидетельствующими о наличии в яшмах пьомонтита или граната (андрадита либо андрадита с небольшой примесьюgrossуляра).

Содержание и количественные соотношения окисного и закисного железа в силицитах свидетельствуют о том, что если для яшм (за исключением белых гранатовых яшм) характерно наличие преимущественно тонко распыленного гематита и гетита, то в туфосилицитах свободные окислы железа отсутствуют, и все железо связано с железистыми силикатами (хлориты, пумпеллиит и т. д.) в обломках и в основной массе пород.

В яшмах содержание щелочных окислов $< 1\%$, часто $\leq 0,5\%$, при почти равном количестве K_2O и Na_2O . В туфосилицитах же содержание щелочей максимально $6,5\text{--}7\%$, при попеременном преобладании то Na_2O , то K_2O . В разновидностях туфосилицитов, в которых Na_2O явно

Фиг. 4. Диаграмма соотношения TiO_2/Al_2O_3 и TiO_2/Fe_2O_3 в яшмах и туфосилицитах

1— TiO_2/Al_2O_3 ; 2— TiO_2/Fe_2O_3 ; 3— яшмы; 4— туфосилициты

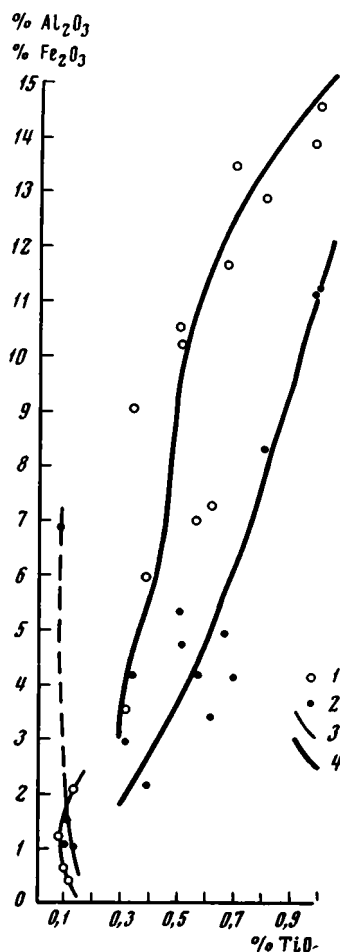
преобладает, под микроскопом наблюдается вторичный альбит. Вероятно, и во всех видах силицитов повышенные содержания натрия связаны с вторичным альбитом. Небольшая часть щелочей связана с гранатом или цеолитами. Часть K_2O в туфогенных породах, вероятно, связана с гидрослюдами.

Заключение. Условия образования эффузивно-туфово-кремнистой формации п-ова Камчатского мыса весьма специфичны. Наиболее важную информацию об этих условиях дают силициты.

Силициты группы яшм образовались в результате подводной эффузивной деятельности. Положение яшмово-карбонатных пакетов, линз и стяжений в кровле потоков базальтов, на поверхности их или в непосредственной близости определило отмеченное разнообразие текстурных и структурных особенностей яшм. Несмотря на то, что некоторые образцы яшм содержат остатки радиолярий, предположить биогенную их природу вряд ли возможно. Наличие сферолитовых яшм, связанных постепенными переходами с яшмо-кварцитами и кварц-халцедоновыми яшмами, а также положение яшм в эффузивах или на их поверхности, характер залегания (желваки, линзы и т. д.) позволяют предположить пневматолитово-хемогенную природу смагинских яшм. Под этим термином подразумевается процесс образования яшм в результате выделения кремнезема в виде легко летучего дифференциата толентовой базальтовой магмы при излиянии ее в условиях значительных глубин, а следовательно, и высоких давлений, обеспечиваемых толщей воды.

Предположение о таком способе образования яшм подтверждается и наличием в них пьомонтита и граната, не связанных, по мнению автора, с каким-либо видом метаморфизма, так как: а) гранатовые яшмы распространены очень локально и не связаны с контактовыми зонами интрузий или зонами крупных нарушений; б) пирокластические породы, вмещающие гранатовые яшмы, не несут следов высокотемпературного метаморфизма; в них, как и во всей остальной толще туфогенных пород, развиты цеолиты, пренит, пумпеллит, карбонат; в) белые гранатовые яшмы, залегающие в линзах, практически всегда к периферии линзы сменяются нормальной красной яшмой с постепенным переходом.

Пьомонтит и гранат образовались в весьма специфических условиях седиментогенеза, в результате которого сформировались и яшмы. Механизм их образования, по-видимому, выглядит следующим образом. Кремнезем, выделяемый при излиянии лавы в виде легко летучего компонента, образовывал пересыщенный раствор в придонной воде над поверхностью потоков, где создавались условия внезапного разогрева воды, по-видимому, до критических температур. Растворимость кремнезема при этом



достигала 2 г/л (Bailey et al., 1964); т. е. весь кремнезем, выделенный изливавшейся магмой, переходил в раствор. В этом же слое создавалось повышенное давление перегретых паров, которое удерживалось над поверхностью потока в результате гидростатического давления столба воды и высокой плотности образовавшегося раствора. По данным Э. Бейли и др., такое необходимое давление обеспечивается на глубинах примерно 4—4,5 км. Резкая смена температуры в результате быстрого остывания потока приводит к выпадению кремнезема в осадок на месте. При этом же происходит сегрегационное разделение (под давлением) кремнезема и карбоната на отдельные сопряженные слои.

Образование туфосилицитов происходило иначе. Пирокластический материал, поступающий в бассейн, по-видимому, не связан с местными эрупциями, так как эксплозивная деятельность вулканов на глубинах свыше 3 км практически равна нулю (Ритман, 1964). Пирокластика поступала в бассейн осадконакопления из каких-то удаленных вулканических центров, так как размерность ее не превышает алевитовую. Наблюдаемые в единичных случаях псефитовые туфы и пирокластика лапиллиевой размерности не противоречат такому предположению.

Характерно, что петрографическая характеристика туфов и пирокластики в туфосилицитах не соответствует высокой кремнистости пород, показанной данными химических анализов. Средние содержания SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в туфах примерно соответствуют содержанию таковых в субщелочных эффузивах андезитового состава. В туфосилицитах содержание SiO_2 резко увеличивается, что несомненно отражает появление свободного кремнезема. Данные по современному подводному вулканизму в океанах помогают предположить источник свободного кремнезема в исследуемых породах. Наблюдения В. М. Лаврова (1966) в Атлантическом океане, в зоне современного подводного вулканизма на глубине немногим более 1000 м показывают, что излияния базальтов сопровождалась эксплозиями андезитового и трахиандезитового состава, завершившимися потоком растворенного кремнезема непосредственно из жерла вулкана. При этом распространялся этот поток на расстояние в 200 км. Такой или подобный этому механизм образования туфового материала с повышенным содержанием кремнезема и туфосилицитов представляется нам весьма вероятным.

Кроме того, следует отметить возможность образования кремнезема и другими способами, подробно рассмотренными М. А. Петровой (1958). В частности, образование кремнезема при подводных извержениях в результате взаимодействия пирокластики с морской водой (кремнезем взаимодействия — по М. А. Петровой) вполне могло иметь место.

Не отрицая существования, а возможно, и параллельного взаимодействия различных источников вулканогенного кремнезема, подчеркнем только, что пирокластика, сформировавшая туфогенные породы (в том числе и туфосилициты) эффузивно-туфово-кремнистой формации, поступала из весьма удаленных вулканических центров.

Таким образом, в зоне, где глубины не могли сдерживать появление эксплозий, по-видимому, существовали вулканические аппараты, поставлявшие пирокластику в зоны с большими глубинами. Такими мелководными областями могли быть сопряженные с континентом зоны шельфа, в то время как в целом формирование формации происходило на больших глубинах, по-видимому, в открытом океане, где вулканические процессы заключались только в излиянии базальтов на дно океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Борзунова Г. П., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Шапиро М. Н. Палеоген полуострова Камчатского мыса.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1969, № 11.
- Долматов Б. К., Хотин М. Ю. Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатского мыса.— Сов. геол., 1969, № 7.
- Лавров В. М. Подводный вулканизм Азорского горного узла в Северной Атлантике.— В сб.: Современный вулканизм. Тр. II вулканологического совещания, т. 1. М., «Наука», 1966.
- Марков М., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долматов Б. К. О характере сочленения Алеутской дуги со структурами Восточных хребтов Камчатки.— Геотектоника, 1969, № 5.
- Петрова М. А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях.— Тр. МГРИ им. С. Орджоникидзе, 1959, вып. 22.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., ИЛ, 1964.
- Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В сб.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 1. Тр. ГИН АН СССР, М., 1968, вып. 195.
- Шутов В. Д. Классификация песчаников.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.
- Bailey E. H., Irwin W. R., Johns D. L. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of western California. Calif. Division Mines Geol. Bull., 1964, v. 183.
- Ketner K. Ordovician bedded chert, argillite and shall of Cordilleran eugeosyncline in Nevada and Idaho. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1969, 650-B.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
9.VI.1971

УДК 551.326.5(571.65)

**ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ ЛЕДОВО-МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ
БАССЕЙНА ИСТОКОВ р. КОЛЫМЫ**

О. Г. ЭПШТЕЙН

Морские гальковые аргиллиты (ГА) атканской свиты (P_2) — темные неслоистые глинистые осадки, содержащие хаотически рассеянный, беспорядочно ориентированный в пространстве, хорошо окатанный, весьма разнообразный петрографически обломочный материал (от песка до валунов). Преобладает материал размером 1—10 мм. Для гравия и гальки характерна гладкая, полированная поверхность, иногда со следами слабой штриховки. Песчаного и галечно-гравийного материала в ГА 5—60% и более. В гидрослюдистой глинистой массе ГА около 1,3% $С_{орг}$. Соотношение пелитовой и алевритовой составляющих в ГА довольно постоянно (6:1—8:1), не зависит от содержания песчаного и грубообломочного материала и аналогично пелито-алевритовому соотношению в алевритистых аргиллитах, которые подстилают и перекрывают толщи гальковых отложений. ГА отличаются от аргиллитов не только тем, что содержат галечно-гравийный и песчаный материал, но и своей несколько более светлой окраской. ГА выдержаны по латерали. Состав обломочного материала гальковых отложений полностью определяется геологическим строением прилегающей суши. Литологические особенности ГА соответствуют современным ледово-морским осадкам.

Ледово-морские отложения как самостоятельный генетический тип были впервые выделены в 1958 г. (Лисицын, 1958) в составе современных морских донных осадков. В настоящее время такие отложения образуются в районах, где зимой на поверхности моря возникают припайные льды (Лисицын, 1958, 1961). Обломочный материал пляжа и мелководной зоны, вмержший в эти льды, в летний период разносится ими по акватории бассейна на расстояние до многих сотен километров. Вытаивая из льда, обломки попадают в осадки разных фаций и глубинности. Так, в настоящее время на площади в десятки миллионов квадратных километров (Лисицын, 1958, 1961; Хейзен, Холлистер, 1968) формируются ледово-морские отложения — разнообразные морские осадки, засоренные обломочным материалом ледового разноса.

История вопроса. Ледово-морские осадки среди верхнепермских отложений Северо-Востока СССР установлены недавно. Это своеобразные глинистые породы, насыщенные песчаным, гравийногалечным и валунным материалом. Такие образования описаны в Восточном и Южном Верхоянье (Домохотов, 1959), в Западном Верхоянье (Андрианов, 1966; Андрианов, Андрианова, 1962), на Омолонском массиве (Михайлов и др., 1970) и в районах Охотско-Колымского водораздела (Калугин, 1958).

В настоящей статье описываются литологические особенности этих специфических отложений, изученных автором (1969—1971 гг.) на Аян-Юряхском антиклинории, и рассматривается их происхождение.

Среди морских верхнепермских образований юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области внимание исследователей давно привлекают весьма необычные отложения, получившие образное название «рябчики». Это — темные глинистые породы, содержащие рассеянный светлый песчаный и гравийно-галечный материал. «Рябчики» встре-

чаются по всему разрезу верхней перми, но сконцентрированы только в атканской свите.

Атканская свита датируется казанским веком (Завадовский, 1967) и является своего рода маркирующим горизонтом. Эта роль свиты связана с ее необычным и вместе с тем очень выдержанным литологическим составом, что позволяет четко коррелировать палеонтологически слабо охарактеризованные разнофациальные толщи. Происхождение же отложений атканской свиты до сих пор остается предметом дискуссий.

Многие исследователи, основываясь на необычном характере отложений и преимущественно вулканогенном составе обломочного материала в них, считали, что в образовании атканских пород значительную роль играли эруптивные процессы. Некоторые геологи высказывали мысли о терригенной природе «рябчиков». По мнению Х. И. Калугина (1958), отложения атканской свиты не являются «туфогенными» и в их образовании существенную роль могли играть плавающие льды.

Представления о терригенном происхождении обломочного материала в отложениях атканской свиты не получили широкого распространения, и почти во всех работах по геологии Северо-Востока атканские «рябчики» называются «туффитами» и «туфогенными сланцами» (Решения..., 1959; Чиков, 1970 и др.). Это в свою очередь повлекло за собой выделение позднепермской «эпохи вулканизма» в истории формирования верхоянского комплекса (Резанов, 1968).

Атканские «рябчики» называются нами гальковыми аргиллитами. Термин «гальковые» («галечные») аргиллиты — *pebbly mudstones* — употребляется в литературе для обозначения тонких осадков, в которых рассеян окатанный грубообломочный материал (Данбар, Роджерс, 1962; Хуан, 1965; Кроулл, 1968; Хейзен, Холлистер, 1968). По нашему мнению, этот термин очень удачно передает особенности гранулометрии атканских пород.

Характеристика разреза. Атканская свита в пределах Аян-Юряхского антиклинария имеет мощность 500—700 м. Подстилается и перекрывается она алеврито-глинистыми осадками соответственно тасской и нерючинской свит. Нижняя и верхняя границы атканской свиты устанавливаются по массовому появлению и исчезновению гальковых аргиллитов в разрезе верхней перми. Фаунистические остатки в атканской свите, как и в других свитах верхней перми этого района, редки. В гальковых аргиллитах разными исследователями обнаружены остатки *Kolymia sp. indet.*, *Cleiothuridina cf. pectinifera* (Sow.), *Pleurotomaria sp. indet.*, *Euomphalus sp. indet.*, *Crinoidea* (определения В. М. Завадовского).

Атканская свита состоит из трех литологически выдержанных горизонтов: нижнего, среднего и верхнего. Нижний и верхний — мощностью 200—300 м сложены ледово-морскими осадками. Это неслоистые гальковые аргиллиты, содержащие чрезвычайно редкие линзовидные прослои вулканомиктовых песчаников и гравелитов.

Средний (безгальковый) горизонт имеет мощность 70—120 м и представлен аргиллитами и вулканомиктовыми алевролитами, часто с косою и пологоволнистой слоистостью. Аргиллиты и алевролиты не содержат песчаного и более грубого материала.

Границы гальковых аргиллитов с подстилающими и перекрывающими осадками ровные, согласные и обычно нерезкие. Четкие границы между ними наблюдаются на выветренной поверхности пород, где виден довольно резкий переход от белесовато-черных гальковых аргиллитов к более темным «нормальным» аргиллитам. Возле границ гальковых аргиллитов с подстилающими алеврито-глинистыми отложениями иногда наблюдается вертикальное погружение отдельных галек в нижележащие осадки на глубину 3—5 мм.

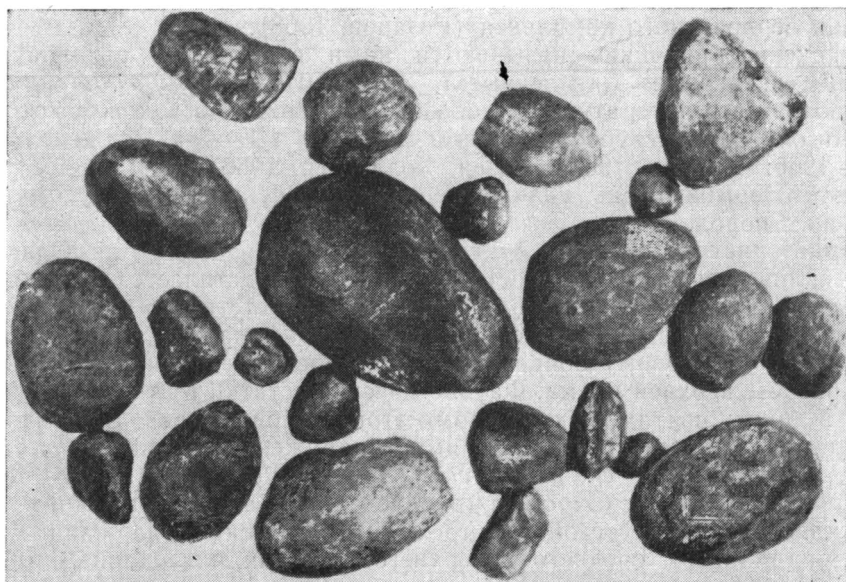
Литологические особенности отложений атканской свиты. Основной тип отложений атканской свиты — гальковые аргиллиты, которые прак-

тически полностью слагают нижний и верхний гальковые горизонты. Аргиллиты, вулканомиктовые алевролиты, песчаники и гравелиты играют меньшую роль в строении свиты.

Гальковые аргиллиты обычно массивные, наполнены рассеянным светлым кластическим материалом (фиг. 1). Некоторая белесость гальковых аргиллитов по сравнению с «нормальными» аргиллитами связа-



Фиг. 1. Гальковый аргиллит атканской свиты
Уменьшено в 1,5 раза



Фиг. 2. Грубообломочный материал из гальковых аргиллитов

на, по-видимому, с меньшим содержанием в них пигментирующего органического вещества. Обломки, «плавающие» в глинистой массе гальковых аргиллитов, весьма различны по величине. Размер их не превышает, как правило, 2—3 см, хотя встречаются даже валуны до 35—40 см в поперечнике. Кластический материал хорошо окатан (фиг. 2). Окатанность крупнопесчаного и галечно-гравийного материала оценивается в 4—5 баллов (фиг. 3) по пятибальной шкале (Рухин, 1969). Форма галек и гравийных зерен обычно уплощенная. Для валунов характерны более изометричные очертания. Поверхность грубообломочного материала гладкая, полированная, на единичных зернах наблюдаются ровные параллельные царапины — следы, вероятно, ледовой штриховки.

Обломочный материал рассеян в глинистой массе неравномерно. Ориентировка зерен в пространстве различная. Хаотичность распределения кластического материала характерна для обоих гальковых гори-

зонтов. Гранулометрический состав от точки к точке меняется. Количество галечно-гравийных и песчаных зерен от 5—10 до 60—80%¹, когда они изредка образуют маломощные (менее 1—2 м) линзовидные скопления. Обычное содержание обломочного материала в гальковых горизонтах 20—40%. На левобережье нижнего течения р. Кулу (фиг. 4) содержание крупногравийного и галечного материала в гальковых горизонтах беспорядочно меняется по латерали и вертикали от единичных зерен (<1%) до 10—20% и более.

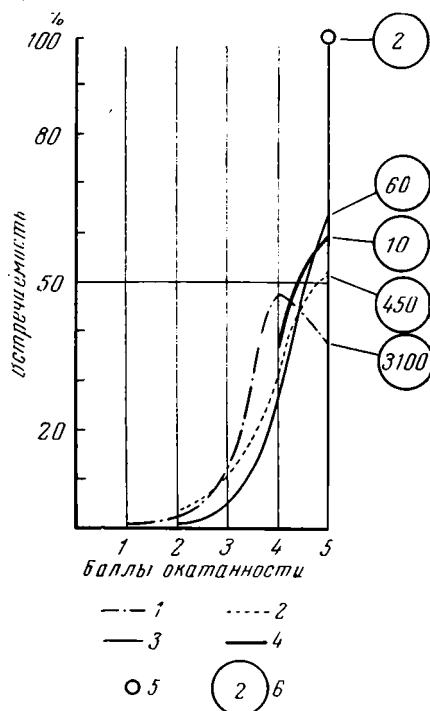
Среди песчаного (0,1—2,0 мм) и грубообломочного материала, рассеянного в аргиллитах, по визуальным определениям доминируют обломки >1 мм. В составе обломков преобладают зерна <10 мм, а содержание гальки (>10 мм) не превышает 25%.

Содержание алевритовой примеси в гальковых аргиллитах незначительное, распределение ее равномерное. Соотношение количества алевритовых зерен и глинистой массы, по подсчетам в шлифах, довольно постоянное — 1:6 — 1:8 и не зависит от количества галечно-песчаного материала.

Пелитовая масса гальковых аргиллитов, как выясняется при ее микроскопическом изучении, сложена гидрослюдой, хлоритом и трудно диагностируемым слабо двупреломляющим кремнисто-глинистым материалом. Электронно-микроскопическое изучение фракции <0,001 мм гальковых аргиллитов показывает, что она состоит из гидрослюды и незначительного количества каолинита.

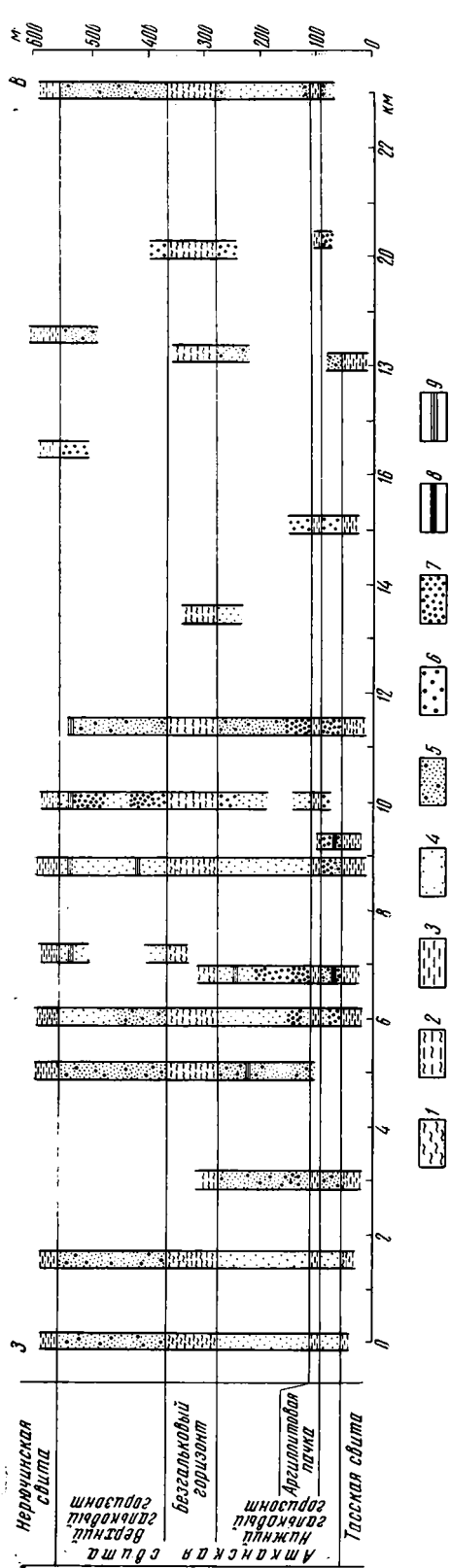
SiO ₂	63,71 %
TiO ₂	0,80
Al ₂ O ₃	14,87
Fe ₂ O ₃	0,26
FeO	4,46
MnO	0,08
MgO	2,50
CaO	2,39
Na ₂ O	3,67
K ₂ O	2,08
—H ₂ O	0,33
+H ₂ O	2,45
P ₂ O ₅	0,17
CO ₂	1,56
S _{общ}	0,05
C _{орг}	1,03
Σ	100,38
П. п. п.	4,93

¹ Здесь и ниже содержание обломочного материала дается в отношении к объему пород.



Фиг. 3. Окатанность каменного материала гальковых аргиллитов атканской свиты

Фракции, мм: 1—1—2,5; 2—2,5—5; 3—5—10; 4—10—25; 5—25—50; 6 — число изученных зерен



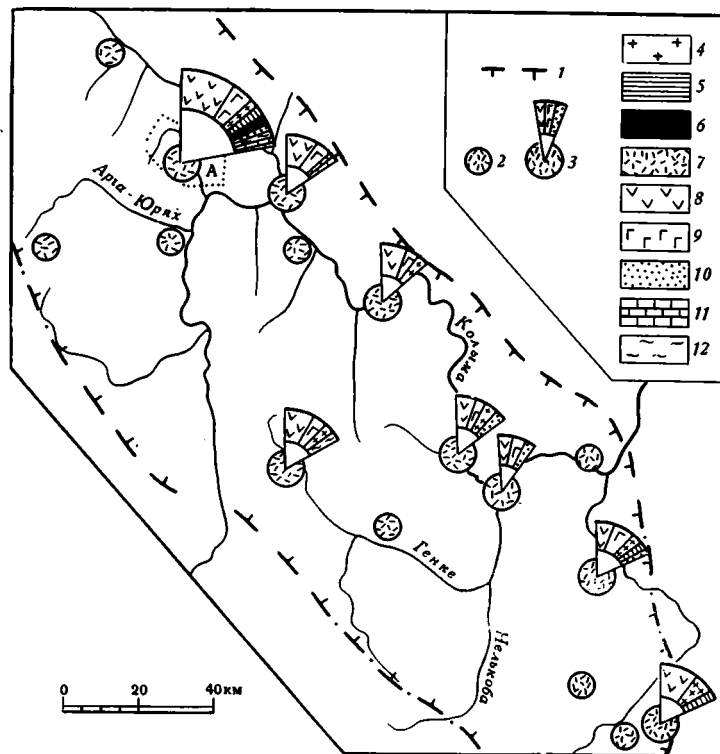
Фиг. 4. Схема распределения грубообломочного материала в нижнем и верхнем горизонтах атканской свиты (отдельные ее разрезы)

1 — алевролиты; 2 — алевролиты, пересланавшиеся с аргиллитами; 3 — аргиллиты с прослоями алевролитов; 4 — гальки с прослоями алевролитов; 5 — 1—3% (встречаются редко); 6—5—10% (встречаются часто); 7—10—20% (встречаются часто); 8—>20% (скопления материала), 9 — практически не встречаются

Для химического анализа галькового аргиллита был взят образец с содержанием обломочного материала 10—15%. Данные микроскопического, термического, электронно-микроскопического исследований и химического анализа гальковых аргиллитов, выполненного Н. И. Булыченко с Х. Х. Базиевым в Центральной химической лаборатории, свидетельствуют о преимущественно гидрослюдистом составе пелитовой фракции. Размеры зерен карбоната очень мелкие — сотые доли миллиметра и редко до 1 мм.

Кластический материал, наполняющий гальковые аргиллиты, представлен обломками эффузивно-пирокластическими, интрузивными, осадочными и метаморфическими пород. Состав его однотипен в разных частях Аян-Юрхского антиклинария (фиг. 5). На левобережье нижнего течения р. Кулу изучено более 300 галек. Среди них встречены самые разнообразные группы пород при преобладающей роли вулканогенных образований кислого состава. В других участках антиклинария изучено по 30—50 галек. Здесь тоже сохраняется ведущая роль вулканических образований кислого состава; прочие породы встречаются ограниченно. Возможно, что это связано с меньшим количеством изучавшегося здесь гравийно-галечного материала по сравнению с районом р. Кулу.

Грубообломочный материал гальковых аргиллитов состоит из лейкократовых олигофировых дацитов (преобладают), олигофировых и порфири-



Фиг. 5. Петрографический состав гравийно-галечного материала гальковых аргиллитов атканской свиты на территории Аян-Юряхского антиклинория

А — (буква на карте) — участок на левобережье нижнего течения р. Кулу (см. фиг. 4).
 1 — границы распространения отложений верхней перми в Аян-Юряхском антиклинории; участки, где изучался состав грубообломочного материала: 2 — состав резко преобладающей части гравия и гальки, 3 — в круге — состав преобладающей части, в секторе — состав и содержание второстепенных компонентов; 4—6 — интрузивные породы: 4 — кислые, 5 — средние, 6 — основные; 7—9 — эффузивно-пирокластические породы: 7 — кислые, 8 — средние, 9 — основные; 10—11 — осадочные породы: 10 — терригенные, 11 — карбонатные; 12 — метаморфические породы

вых андезитов, фельзолипаритов, их кристалло-, витро-, литокластических и смешанных туфов и лавобрекчий. Встречаются обломки рогово-обманковых андезитов, афировых трахиандезитов, порфировых и олигофировых андезито-базальтов, оливин(?)—двупироксеновых базальтов, литокластических туфов базальта, кристаллокластических игнимбритов липарита, мелкозернистых долеритов (иногда окварцованных), габбро, среднезернистых биотитовых кварцевых диоритов, лейкократовых гранодиорит-порфиров, биотитовых и роговообманково (?)—биотитовых среднезернистых гранитов, мелкозернистых порфировидных биотитовых гранитов, порфировидных биотитовых плагиогранитов, полосчатых гранито-гнейсов, мусковит-кварцевых пород, аргиллитов, кварц-плагиоклазовых алевролитов, мелкозернистых кварцевых песчаников, мелко- и среднезернистых вулканомиктовых песчаников, пелитоморфных известняков. Обломками этих пород представлен и средне- и крупно-песчаный материал гальковых аргиллитов. Более тонкие — алевритовые и мелкопесчаные зерна сложены в основном обломками минералов: альбитизированного плагиоклаза, реже кварца, циркона, турмалина, апатита, листочками мусковита и биотита; наблюдаются и обломки вулканитов.

Слоистость в гальковых аргиллитах неясная горизонтальная, наблюдается лишь изредка. Она обусловлена или чередованием черных и тем-

но-серых глинистых слоек мощностью до 1—2 см, или наличием тонких (первые миллиметры) невыдержанных прослоев массивных мелкозернистых алевролитов. В первом случае темно-серые слои в отличие от черных сложены более крупным пелитовым (субалевритовым) материалом, в котором содержится меньше лейкоксенового и углистого вещества и несколько больше (на 3—5%) алевроитовых зерен. Горизонтально слоистые гальковые аргиллиты содержат обломочного (преимущественно песчаного) материала менее 5—10%. Мощность такого рода слоистых отложений не превышает первых метров.

Какое-то подобие стратифицированности придают гальковым горизонтам встречающиеся в них алевролит-аргиллитовые слои, не содержащие песчаных и гравийно-галечных зерен, и прослои вулканомиктовых песчаников и гравелитов. В низовьях р. Кулу среди отложений нижнего горизонта нами на протяжении около 25 км прослежена аргиллитовая пачка (аргиллиты с редкими тонкими алевроитовыми слоями) мощностью 10—20 м. В районе р. Иньякан, правого притока р. Колымы, в верхней части разреза атканской свиты встречен маломощный (10—15 см) алевролит-аргиллитовый пакет. Прослои вулканомиктовых песчаников и гравелитов чрезвычайно редки в толщах гальковых аргиллитов (до 5—10 прослоев), и количество этих прослоев неодинаково в разных частях Аян-Юряхского антиклинория. Так, в обрывах р. Колымы (р. Иньякан), где на протяжении около 500 м обнажаются гальковые аргиллиты, мы наблюдали два маломощных (5—8 см) прослоя песчаника. А на левобережье нижнего течения р. Кулу в 40-метровом коренном выходе гальковых отложений атканской свиты было встречено 5 прослоев песчаника мощностью до 15—20 см.

Форма прослоев вулканомиктовых песчаников и гравелитов линзовидная, мощность — 0,05—0,5 м, протяженность — 30—300 м. Линзовидность очень резко выражена у тонких, средне- и крупнопесчаных слоев; часто они наблюдаются в виде ряда коротких (по 20—40 см) разобщенных линз, расположенных на одном уровне. Слоевые швы зернистых прослоев обычно четкие, резкие и неровные.

Цвет вулканомиктовых гравелитов и песчаников серый и темно-серый, сложение, как правило, массивное. Слоистость наблюдается редко.

Гравелиты и песчаники состоят из кластического материала, который по своему минералого-петрографическому составу и характеру окатанности аналогичен обломкам, наполняющим гальковые аргиллиты. Обломочный материал гравелитов и средне-крупнозернистых песчаников плохо и средне сортирован; мелкозернистые песчаники имеют обычно среднюю и хорошую сортированность. Порово-пленочный цемент в зернистых породах хлоритовый, гидрослюдисто-хлоритовый, хлорито-кремнистый, редко карбонатный. В разновидностях песчаников и гравелитов, почти не содержащих цемента, сильно развиты конформные структуры.

Аргиллиты и алевроиты безгалькового горизонта по составу полностью отвечают такому же по структуре материалу гальковых горизонтов, отличаясь лишь отсутствием песчаного и более грубого материала. В аргиллитах соотношение пелитового и алевроитового материала составляет, как и в гальковых аргиллитах, 6:1—8:1.

О природе гальковых аргиллитов атканской свиты. Горизонты гальковых аргиллитов исключительно выдержаны по латерали. Лишь в пределах Аян-Юряхского антиклинория гальковые аргиллиты атканской свиты наблюдаются на площади 15 000—20 000 км².

Многими геологами установлено, что подобные гальковые отложения чрезвычайно широко распространены среди верхнепермских морских осадков Яно-Колымской складчатой области, Охотского и Колымо-Омолонского массивов (фиг. 6). Верхнепермские гальковые отложения в

пределах Северо-Востока СССР развиты на площади со сторонами 2000—2500×200—400 км. Возраст их тоже казанский.

Громадное площадное распространение и одновременность образования столь необычных отложений свидетельствуют о региональном характере процессов, которые привели к возникновению гальковых аргиллитов. Изученные гальковые отложения имеют все характерные литологические особенности современных ледово-морских осадков (таблица) и представляют собой древние ледово-морские образования.

Если отвлечься от литологических и геологических особенностей изученных гальковых аргиллитов и рассматривать только их гранулометрию, то они напоминают осадки и некоторых других генетических типов. Именно отсутствием всесторонней характеристики гальковых отложений и объясняется существование различных точек зрения на их происхождение. Разберем все высказанные на этот счет представления, чтобы показать, какие особенности литологии гальковых отложений они не учитывают.

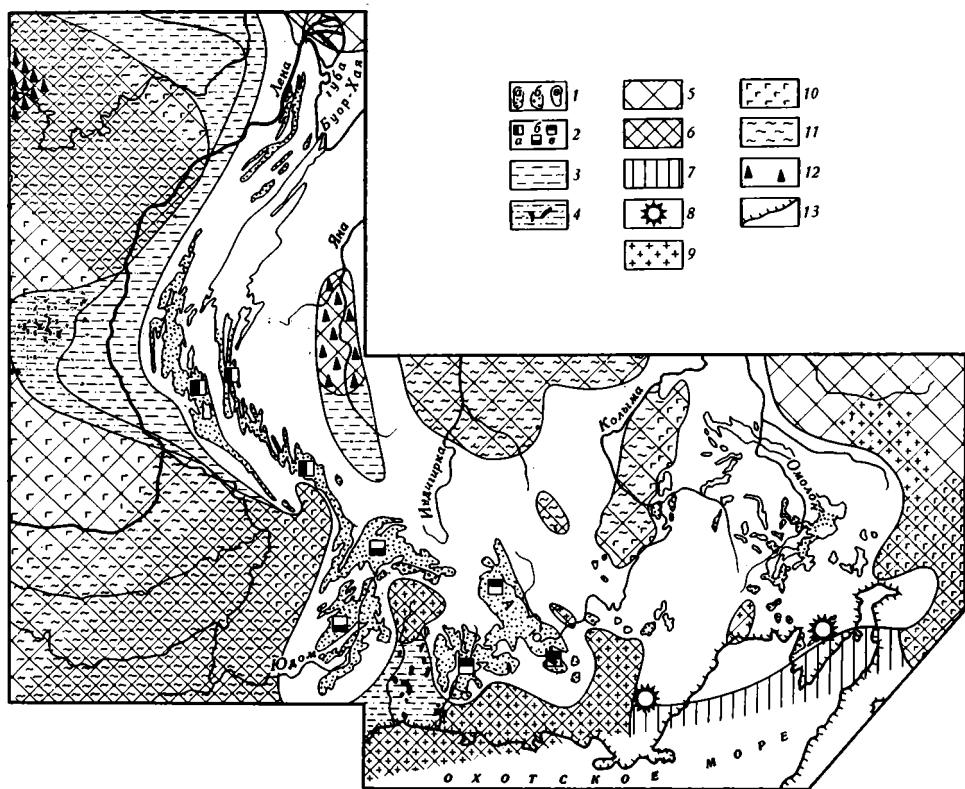
Первой возникла и в настоящее время наиболее распространена точка зрения о «туфогенной» природе отложений атканской свиты. В последнее время стали высказывать и предположения о возникновении этих осадков в результате деятельности сильных придонных течений, а также при оползневых нарушениях первичного залегания осадков.

Нами установлено, что на территории Аян-Юряхского антиклинория среди отложений атканской свиты, как и в разрезе всей верхней перми, отсутствуют какие-либо достоверные вулканокластические породы (туфы, тефроиды, туффиты). Не является пирокластическим и хорошо окатанный гравийно-галечный и песчаный материал гальковых аргиллитов, который состоит из вулканогенных, интрузивных, осадочных и метаморфических пород. Поэтому нет оснований говорить о каком-либо влиянии вулканических процессов на формирование атканских гальковых отложений в бассейне верхнего течения р. Колымы. Кроме того, несколько забежая вперед, следует отметить, что, если в изученном нами районе Яно-Колымской складчатой области обломочный материал «рябчиков» сложен преимущественно вулканическими породами, то в Западном Верхоянье гальковые аргиллиты этого же стратиграфического уровня содержат обломки в основном карбонатных пород (Андрианов, 1966).

Крупнопесчаный и гравийно-галечный материал содержится в глинистой массе на всех уровнях по вертикали. Совместное осаждение пелитового и грубозернистого материала из водного потока, по законам гидродинамики, невозможно.

Подводные оползни — довольно широко распространенное явление. Как типичный элемент флишевых комплексов (Келлер, 1949; Вассоевич, 1951), они возникают почти на любой стадии развития геосинклиналей (Белоусов, 1962). Следы оползней проявляются обычно в брекчировании слоев, сложных пластичных деформациях осадков, перемещении блоков пород и т. п. В ряде случаев при оползании слабо литифицированных осадков происходит их интенсивное перемешивание, в результате чего возникают отложения, состоящие из алевроито-глинистой массы, содержащей обломки других пород — отложения грязевых оползней.

Грязевые оползни, как и мутьевые потоки, деятельностью которых многие исследователи объясняют сейчас механизм формирования флиша (Романовский, 1970), образуются в бассейнах с довольно крутыми (более 1—2°) склонами при выведении осадков из равновесия под влиянием землетрясений, сильных штормов, цунами и т. д. Являясь следствием одних и тех же причин и будучи часто связанными общностью места зарождения, современные отложения грязевых оползней и мутье-



Фиг. 6. Схематическая палеогеографическая карта Северо-Востока СССР для времени накопления гальковых отложений

Составлена О. Г. Эпштейном и В. И. Тимошенко на основе видоизмененной литолого-палеогеографической карты (Андрианов, Андрианова, 1969; Завадовский, Паракецов, 1969) и по данным В. Д. Шутава, В. Л. Масайтиса, Н. Б. Заборовской, В. А. Огородова, Ю. П. Скибина. Участки распространения гальковых отложений нанесены по материалам В. Н. Андрианова, С. В. Домохотова, Л. Н. Поповой, Х. И. Калугина, В. А. Огородова, Ю. П. Скибина, В. Л. Яскевича, И. А. Панычева, В. К. Политова, И. Л. Лившиц, В. И. Устрицкого, И. П. Васецкого, А. И. Белякова, Н. А. Леоненко, Б. В. Пелеляева, В. Г. Ганелина и др.

1 — море казанского века и контуры выходов верхнепермских отложений на дневную поверхность; 2 — гальковые аргиллиты и алевролиты, 3 — гальковые песчаники, 4 — присутствие гальки не указывается; 5 — преобладающий состав грубообломочного материала гальковых аргиллитов: а — карбонатные породы, б — карбонатно-терригенные породы и эффузивно-пирокластические образования кислого, среднего и основного состава, в — эффузивно-пирокластические образования кислого и среднего состава; 6 — прибрежно-морская равнина; 7 — область наземной аккумуляции и современные выходы континентальных отложений верхней перми; 8 — низкая суша; 9 — приподнятая суша; 10 — вулканические центры (андезито-базальтовые вулканы) позднепермского времени; 11 — отдельные известные районы позднепермского вулканизма; 12 — преимущественно эффузивно-пирокластические образования кислого и среднего состава (D), 13 — эффузивные образования основного состава (D), 14 — терригенно-карбонатные породы (Pst и Pz), 15 — метаморфические породы (Pst и Pz1); 16 — берега Охотского моря (буквы на карте А — Ю — Аян-Юрхский антиклинарий)

вых потоков встречаются совместно в разрезе (Хольтедаль, 1969). Грязевые оползни отличаются от мутьевых потоков значительной (более 2,2) плотностью оползающей массы. Именно с плотностью (водонасыщенностью) этой массы — для мутьевых потоков она равна 1,5—2 (Хворова, 1958) — связан способ (грязевой или суспензионный) перемещения пришедших в движение осадков. И этот способ перемещения масс не связан с фактором глубинности седиментационного бассейна, поскольку современные турбидиты (отложения мутьевых потоков) известны на самых разных глубинах. Повышенная плотность, перегруженность грязевого оползня приводит к тому, что эта плотная вязкая грязевая масса сползает вниз по уклону, касаясь дна. Теряя при трении о донного потенциальной энергии, грязевой оползень распространяется на небольшие расстояния (Кюнел, 1969), покрывая площади в десятки,

Схема сопоставления литологических особенностей современных ледово-морских осадков Берингова моря и верхнепермских гальковых аргиллитов бассейна истоков р. Колымы

Признаки	Современные ледово-морские осадки Берингова моря, по А. П. Лисицыну (1961, 1966)	Гальковые аргиллиты атканской свиты верхней перми (Аян-Юряхский антиклинорий)
Тип осадка, в котором содержится материал ледового разнosa	На всех глубинах в терригенных, диатомовых и глинисто-диатомовых илах	На разных глубинах в глинистых илах
Цвет осадка (породы)	Нет данных	Черный, но несколько светлее (белесый), чем подстилающие и перекрывающие глинистые отложения, не содержащие материала ледового разнosa (связано, по-видимому, с различиями в содержании S_{org})
Особенности химического состава осадка	$C_{org} — 1—1,5\%$, аморфного кремнезема — до 30—50%	$C_{org} — 1,3\%$
Соотношение пелитовой и алевритовой составляющих осадка (породы)	Нет данных	Постоянно (6:1—8:1), не зависит от количества материала ледового разнosa и такое же, как в неледов-ых выше- и нижележащих глини-стых отложениях
Текстура осадка	Как правило, массивная (устное сообщение А. П. Лисицына)	Исключительно массивная; тонкая горизонтальная слоистость наблю-дается в тех участках разреза, где отложения содержат незначительное (не более 5—10%) количество ма-териала ледового разнosa
Концентрация каменного материала	Разнообразная (до 80%), возрастает в районах с длительной ледовой экс-позицией	Разнообразная (до 40—60% и более)
Распределение и прост-ранственное положение обломочного материала	Распределение сложное	Распределение сложное, хаотич-ное; пространственная ориентировка беспорядочная
Гранулометрический со-став каменного материала (> 1 мм)	Гравийно-галечный, ме-диана 5—25 мм (в 70% случаев)	Крупнопесчаный (1—2 мм) и гра-вийно-галечный, медиана 2—10 мм
Сортировка каменного материала	Хорошая ($S_0 — 1—2$) в 64% случаев, средняя ($S_0 — 2—3$) в 31% слу-чаев, плохая ($S_0 > 3$) в 5% случаев (по данным 150 анализов)	Хорошая и средняя ($S_0 < 3$)
Окатанность по пяти-бальной шкале	Высокая — 3—4	Высокая — 3 — 5
Поверхность каменного материала	Гладкая или полирован-ная, штриховка очень редка	Гладкая или полированная, штри-ховка очень редка
Петрографический со-став каменного материала	Весьма разнообразный (до 15—30 разновидностей и более)	Весьма разнообразный (более 25—30 разновидностей)
Дальность транспор-тировки каменного материала	Однолетние льды — до нескольких сотен кило-метров, паковые льды — до 1000 км и более	До 200 км и более
Прослой зернистых по-род среди ледово-морских осадков	Нет данных	Очень редки в разрезе
Характерные особен-сти зернистых прослоев	То же	Состав, как у материала гальковых аргиллитов; линзовидная форма про-слоев; засоренность этих прослоев обломочным материалом, сушт-венно превосходящим по величине основную массу слагающих зерен

реже сотни квадратных километров. Поэтому по самой своей природе грязевые оползни могут рассматриваться лишь как сугубо местное явление (Вассоевич, 1951; Хворова, 1961; Белоусов, 1962; Хейзен, Холлистер, 1968; Рухин, 1969). Уже одно это обстоятельство доказывает несостоятельность представлений об оползневом происхождении гальковых отложений атканской свиты. Кроме того, отложения грязевых потоков имеют и целый ряд литологических особенностей: следы перемешивания песчано-глинистой массы и ее внедрения в подстилающие осадки, сгруженность крупного обломочного материала у подошвы оползня, присутствие кусков смятых, слабо литифицированных отложений и т. д. (Хворова, 1961; Хейзен, Холлистер, 1968).

Отложения атканской свиты не могут рассматриваться и как тилитоподобные продукты оползания материала уже накопленных турбидитов: во-первых, такого рода отложения наблюдаются в виде линз во флишевых толщах и имеют все особенности грязевых оползней (Хуан, 1965); во-вторых, максимальный размер обломков, которые транспортируются турбидными потоками, не превышает 10 см, по данным Ф. Кюнена (Хейзен, Холлистер, 1968). В ледово-морских осадках верхней перми изученного нами района, Верхоянья и Омолонского массива присутствуют валуны до 30—40 см. Кроме того, турбидиты вообще не наблюдаются среди верхнепермских отложений Яно-Колымской складчатой области, что в первую очередь, по-видимому, связано с тем, что Яно-Колымский седиментационный бассейн в палеозое по типу своего строения занимал положение промежуточное между геосинклинальным трогом и платформенным прогибом (Пушаровский, 1966).

Ледово-морское происхождение изученных нами гальковых аргиллитов хорошо согласуется с данными по палеогеографии и палеоклиматологии Северо-Востока СССР для поздней перми.

В позднем палеозое территории Северо-Востока СССР и Восточной Сибири располагались севернее 60° с. ш. (Нейрн, 1968; Кравчинский, 1969) и входили в состав Тунгусской флористической провинции (Криштофович, 1937). Широкое развитие в пределах этой провинции флоры кордаитов (Криштофович, 1937; Гор, 1965; Сеницын, 1967; Толстых, 1969), имеющих годовичные кольца роста, говорит о существовании здесь сезонных изменений температурного режима (Эйнон, 1957; Гор, 1965; Сеницын, 1967) и позволяет расценивать в целом климат поздней перми на этой территории как умеренный (Страхов, 1963; Толстых, 1969), умеренно-прохладный (Криштофович, 1937; Эйнон, 1957) или холодный (Рухин, 1957; Гор, 1965; Андрианов, Андрианова, 1962).

С этими представлениями хорошо согласуются и данные о холодноводности существовавшего здесь Колымского позднепермского моря (Эйнон, 1957; Миклухо-Маклай, 1959, 1963; Степанов, 1959; Устрицкий, 1961). Об этом свидетельствует бедность (по количеству классов и родов) фауны позднепермского моря, почти полное отсутствие кораллов, примитивность морфологических признаков у пермских кораллов, рогов и аммоноидей (Эйнон, 1957), крайняя редкость нахождения в пермских отложениях этого района фузулинид и аммоноидей (Степанов, 1959; Миклухо-Маклай, 1963).

Приводимые А. В. Вихертом (1959) данные о теплом характере пермского Колымского моря — присутствие в верхнепермских отложениях некоторых районов Северо-Востока СССР прослоев угля, известняков, гигантских размеров пеллеципод *Kolytia*, находки гипсов в Западном Верхоянье — относятся, по-видимому, лишь к наиболее теплым отрезкам времени поздней перми. На частые изменения климатической обстановки на этой территории в течение поздней перми указывает многократность появления прослоев и толщ ледово-морских осадков в верхнепермском разрезе. Поэтому в отдельные отрезки времени здесь могли возникать

условия, благоприятные для угленакопления, карбонато- и гипсообразования. К примеру, в межледниковых пермских отложениях Австралии широко развиты угленосные отложения (Шварцбах, 1955).

Холодноводное Колымское море покрывало в казанский век обширную территорию Северо-Востока СССР, включая бассейны рек Колымы, Яны, Индигирки, Лены. Море, в котором располагался ряд островов, с юга, востока и запада было окаймлено сушей.

В пределах суши, окаймлявшей море, выделялись две очень крупные пространственно разобщенные питающие провинции, поставлявшие существенно различный кластический материал: Сибирская платформа на западе и Берингия, по Ю. Н. Попову (1945), на юге и востоке.

Прилежавшая к Колымскому морю часть Сибирской платформы представляла собой расчлененную сушу. Наиболее приподнятые ее участки были сложены терригенно-карбонатными породами докембрия и нижнего палеозоя. Низкая суша, располагавшаяся на месте нынешней Вилуйской синеклизы, в значительной мере была сложена верхнедевонскими вулканитами основного состава (Масайтис, 1966).

Основная масса кластического материала, поступавшего в морской бассейн с юга и востока, сносилась с древней суши — Берингии, располагавшейся в пределах северной части нынешнего Охотского моря и в бассейнах рек Анадырь, Пенжина. На этой суше разрушались в основном эффузивно-пирокластические образования, по-видимому, девона. Именно породам девона принадлежит ведущая роль среди известных допермских вулканогенных образований Северо-Востока СССР. Многочисленные следы эффузивно-интрузивной деятельности этого возраста известны на Охотском, Колымо-Омолонском, Яблонском массивах, Сеттэ-Дабанском поднятии (Шпетный, 1968) и в восточной части Сибирской платформы (Масайтис, 1966). Очевидно, продукты девонского вулканизма были распространены гораздо шире, чем представляется сейчас.

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют предполагать, что в зоне р. Яма — п-ов Тайгонос (Гижигинская зона) в поздней перми существовала цепочка (?) вулканических центров. Об этом свидетельствуют следы эффузивно-эксплозивной вулканической деятельности, обнаруженные В. А. Огородовым и Ю. П. Скибиным среди морских верхнепермских отложений р. Ямы и в северной части (Некрасов, 1971) п-ова Тайгонос Н. Б. Заборовской. В бассейне р. Ямы продукты вулканизма залегают в разрезе гораздо ниже гальковых отложений, а на п-ове Тайгонос положение вулканогенных образований в разрезе верхней перми не вполне ясно. Поэтому возможно, что в Гижигинской зоне в казанский век накапливался как вулканический, так и вулкано-терригенный и пирокластический материал. Однако пирокластический материал в верхнепермских отложениях не обнаруживается за пределами районов, непосредственно прилегающих к Гижигинской зоне.

Кроме участков суши, оконтуривавших Колымское море с востока, юга и запада, некоторое количество обломочного материала поставляли и острова, находившиеся непосредственно в морском бассейне. С мелких островов южной части Колымского моря сносился в основном вулканический материал. На Колымском массиве размывались терригенно-карбонатные отложения докембрия и нижнего палеозоя; а на Яно-Адычанской суше — доверхнепермские метаморфические породы (Андрянов, 1966).

Существование в поздней перми двух основных областей сноса (Сибирская платформа и Берингия), геологически существенно отличавшихся друг от друга, предопределило и различие вещественного состава осадков, формирующихся вблизи них. Особенно наглядно влияние

петрографического состава питающих провинций на характер осадков, образующихся в прилегающих частях морского бассейна, устанавливается при изучении материала ледового разноса. В Западном Верхоянье в составе грубообломочного материала ледово-морских отложений преобладают карбонатные породы (Андрианов, 1966), а в истоках р. Колымы, по нашим данным,— обломки эффузивно-пирокластических пород кислого и в меньшей мере среднего состава. В Южном Верхоянье грубообломочный материал ледово-морских осадков состоит из обломков и терригенно-карбонатных, и вулканогенных пород, причем существенное значение имеют обломки базальтов, поставлявшихся, по мнению Л. Н. Попова, с разрушавшегося Сеттэ-Дабанского поднятия.

Изученный нами район верхнего течения р. Колымы представлял собой удаленную от берега часть Колымского моря. В атканское время здесь накапливались преимущественно тонкие илы. В периоды существования в морском бассейне сезонных льдов в эти осадки льдами заносился песчаный, гравийно-галечный и валунный материал пляжевой и мелководной зон. В это же время вблизи суши, положение которой восстанавливается по присутствию континентальных отложений верхней перми на правом берегу р. Ини на левобережье нижнего течения р. Ини, накапливались преимущественно песчаные осадки, также засоренные «плавающим» гравийно-галечным материалом, по данным В. С. Булгакова.

Условия образования ледово-морских отложений атканской свиты. Поскольку «в основе своей общий ход механической седиментации в древних морских водоемах был таким же, каким мы знаем его в современных морях» (Страхов, 1954), мы вправе считать, что в атканское время возникновение ледового режима в Колымском море привело к заметному уменьшению энергии ветрового волнения, как это происходит сейчас в морях, поверхность которых 6—9 месяцев в году закрыта льдами (Зенкович, 1962; Лисицын, 1966). В связи с этим в Колымском море зона взмучивания (зона волнового поля) резко сузилась, сместившись в сторону берега. Илистые частицы отлагались даже на мелководье, как и сейчас в Арктическом бассейне (Лапина, Белов, 1961). Сужение зоны взмучивания привело к ее отрыву от областей постоянных течений. Постоянные течения, разносившие терригенный материал по акватории бассейна, «питались» только пелитовыми частицами и небольшим количеством алевритовых зерен. Этот материал и заносился течениями в изученную часть Колымского моря, где он формировал толщи тонких осадков. В илы плавающими льдами поставлялся песчаный и галечно-гравийный материал пляжей и близбереговой зоны.

В тех участках бассейна, где движение водных масс препятствовало осаждению пелитовых частиц² на поверхности дна возникали скопления (прослой) материала ледового разноса. Вследствие хаотичного, чрезвычайно неравномерного поступления этого материала на дно бассейна и возникли быстро выклинивающиеся песчано-гравийные прослой, содержащие рассеянную гальку. По-видимому, местами течения достигали иногда такой скорости (0,1—0,2 и даже 0,5—0,7 м/сек), при которой проходил перемыв обломочного материала, отложившегося на дне, и даже размыв слабо литифицированных илистых осадков дна бассейна. При перемыве кластического материала выносились, как наиболее

² Этим обстоятельством А. П. Лисицын (1966) объясняет образование скопленных грубообломочного материала ледового разноса в современных осадках Берингова моря.

гидродинамически подвижные (Лисицын, 1966; Рухин, 1969; Шепард, 1969), мелкопесчаные зерна. Осаждаясь в гидродинамически более спокойных участках, они образовывали прослои хорошо сортированного песчаного материала. О проходившем размыве донных илистых осадков свидетельствуют наблюдавшиеся нами прерывистые ленточки глинистого материала в одном из прослоев песчаника.

В периоды некоторого потепления климата (обнаруживается по незначительному количеству материала ледового разноса в осадках) увеличивается гидродинамическая активность бассейна, расширяется область зоны взмучивания. В глинистых осадках появляются тонкие алевроитовые или субалевроитовые слои.

Таким образом, отсутствие стратификации в толщах гальковых аргиллитов связано с их происхождением и определяется влиянием ледовой обстановки на гидродинамический режим морского бассейна.

Заключение. 1. Верхнепермские ледово-морские отложения имеют все те литологические особенности, которые считаются определяющими для современных ледово-морских осадков.

2. Получают литологическое подтверждение представления об умеренном или умеренно-холодном климате поздней перми или, во всяком случае, значительной части казанского века на территории Северо-Востока СССР.

3. В течение атканского времени проходили неоднократные колебания климатической обстановки, зафиксированные в разрезе присутствием неледовых осадков; менялись и ледовые условия в морском бассейне.

4. Часть верхнепермского разреза, которая в районах Охотско-Колымского водораздела выделена под названием атканской свиты, представляет собой возрастной интервал максимально широкого и интенсивного проявления в поздней перми деятельности плавающих льдов. Поэтому, как уже указывали В. И. Устрицкий и Ю. А. Михайлов (Михайлов и др., 1970), ледово-морские отложения этого возраста имеют важное стратиграфическое значение для верхней перми Северо-Востока СССР. Существование такого коррелятива позволит более четко проводить сопоставление разрезов верхней перми на территории Яно-Колымской складчатой области.

5. Изученные верхнепермские ледово-морские осадки представляют собой наглядный пример влияния климатических факторов на морское терригенное осадкообразование.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрианов В. Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М., «Наука», 1966.
- Андрианов В. Н., Андрианова В. А. Некоторые данные о ледовом типе литогенеза, о климатическом и температурном режиме осадконакопления верхоянского терригенного комплекса в позднепалеозойское время.— Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР, вып. 10, Якутск, Якуткнигоиздат, 1962.
- Андрианов В. Н., Андрианова В. А. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. т. 2, л. 29 (28). М., ГУГК, 1969.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Вихерт А. В. Некоторые историко-геологические особенности условий формирования отложений верхоянского комплекса в северо-западной части Верхоянско-Колымской геосинклинальной области.— В сб.: Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР, 1957 г. Магадан, 1959.
- Гор. Ю. Г. Стратиграфия и флора верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района.— Тр. НИИГА, т. 147, Л., 1965.
- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962.

- Домохотов С. В. Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя Восточного Верхоянья.— В сб.: Труды совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Завадовский В. М. Новая схема стратиграфии пермских отложений Северо-Востока СССР.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1960, вып. 14, Магадан, «Советская Колыма».
- Завадовский В. М., Паракецов К. В. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. 2, Л. 29 (29), 1969.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Калугин Х. И. Стратиграфия пермских отложений западной части Охотско-Колымского водораздела.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1958, вып. 13, Магадан, «Советская Колыма».
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. ИГН, вып. 104. Сер. геол., 1949, № 34, М.
- Кравчинский А. Я. Палеогеография верхнего палеозоя Сибирской платформы и прилегающих областей.— Сов. геология, 1969, № 4.
- Криштофович А. Н. Ботанико-географическая зональность и этапы развития флоры верхнего палеозоя.— Изв. АН СССР, 1937, № 3.
- Кроуэлл Дж. Отложения с рассеянными мегакластами как показатели климата.— В сб.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.
- Кюнен Ф. Экспериментальные исследования суспензионных потоков и глинистых суспензий.— В сб.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.
- Лапина Н. Н., Белов Н. А. Особенности процесса осадкообразования в Северном Ледовитом океане.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П. О типах морских отложений, связанных с деятельностью льдов.— Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 2.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.
- Масайтис В. Л. Девоновый вулканизм на Сибирской платформе. Информационное сообщение. Геол. месторожд. полез. ископ., регион. геол. М., 1966.
- Миклухо-Маклай А. Д. О значении фораминифер для стратиграфии карбона и перми Северо-Востока Сибири. Труды совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР, Магадан, 1959.
- Миклухо-Маклай А. Д. К обоснованию основного деления каменноугольной и пермской систем.— Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1963, вып. 3, № 18.
- Михайлов Ю. А., Устрицкий В. И., Черняк Г. Е., Явшиц Г. П. Верхнепермские ледово-морские отложения Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 5.
- Нейрн А. Э. М. Данные о палеомагнитных широтах пермского периода.— В сб.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.
- Некрасов Г. Е., Заборовская Н. Б., Гельман М. Л. Тектоника зоны перехода мезозой к структурам Корьяско-Камчатской складчатой области на примере полуострова Тайгонос.— В сб.: Мезозойский тектогенез, Магадан, 1971.
- Попов Ю. Н. Области сноса и седиментации в Верхоянско-Колымской геосинклинали в пермское время.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 3.
- Пущаровский Ю. М. Области мезозойской складчатости.— В сб.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Резанов И. А. Особенности строения и развития мезозойского Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1968.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Романовский С. И. О путях решения проблемы образования флиша.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 1.
- Рухин Л. Б. Климаты прошлого и биостратиграфия.— В сб.: Вопросы палеонтологии и биостратиграфии. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., «Недра», 1969.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967.
- Степанов Д. Л. Некоторые вопросы биостратиграфии пермских отложений Советской Арктики. В сб.: Труды совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации.— В сб.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Толстых А. Н. Позднепалеозойская флора восточной части Тунгусской синеклизы. М., «Наука», 1969.

- Устрицкий В. И. Основные этапы эволюции морских бассейнов и фауны брахиопод Азии в течение пермского периода.— Сов. геология, 1961, № 1.
- Хворова И. В. О происхождении флиша.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1958, т. 33 (5).
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. Тр. ГИН, М., 1961, вып. 37.
- Хейзен Б., Холлистер Ч. Мутьевые потоки и оледенение.— В сб.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.
- Хольтедаль Х. Современные турбидиты в Хардангер-Фьорде.— В сб.: Геология и геофизика морского дна. М., Мир, 1969.
- Хуан У. Т. Петрология М., «Мир», 1965.
- Чиков Б. М. Тектоника Охотского срединного массива. М., «Наука», 1970.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. М., ИЛ, 1955.
- Шепард Ф. Геология моря. М., «Недра», 1969.
- Шпетный А. П. Палеозойский магматизм и его значение в истории развития тектонических структур Северо-Востока.— В сб.: Магматизм Северо-Востока СССР (Тезисы докладов Первого Северо-Восточного петрографического совещания), Магадан, 1968.
- Шутов В. Д. Литолого-стратиграфическое расчленение и условия осадконакопления пермских и нижнетриасовых отложений Верхоянского хребта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 7.
- Эйнор О. Л. Основные черты палеогеографии Сибири в каменноугольном и пермском периодах.— В сб.: Вопросы палеогеографии и биостратиграфии. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Центральная комплексная тематическая
экспедиция Северо-Восточного территориального
геологического управления
Магадан

Дата поступления
15.VI.1971

УДК 550.4 : 546.65 (479)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

З. В. ТИМОФЕЕВА, Ю. А. БАЛАШОВ

Содержание TR в железных рудах — 50—480 г/т. Озерным рудам свойственна унаследованность состава TR от питающих серпентинитов — низкие количества TR и преобладание в их составе средних и тяжелых лантаноидов. В процессе формирования морских прибрежных руд под влиянием дополнительных источников терригенного материала, фракционирования TR в ходе седиментации и диагенеза происходит возрастание суммы TR за счет легких лантаноидов и особенно Се. Гипергенные изменения приводят к обогащению руд средними TR.

В литературе отсутствуют систематические сведения о распределении редкоземельных элементов и иттрия (TR) в осадочных железных рудах. Знание этого вопроса необходимо не только для расширения представлений о поведении TR в осадочном процессе, но и может оказаться существенным для понимания генезиса докембрийских железорудных толщ.

В настоящей работе рассмотрено распределение TR в различных фациальных обстановках накопления железа, начиная с формирования коры выветривания до переотложения ее продуктов в условиях озерного и морского бассейна. Объектом исследования являлись оолитовые железные руды Лабино-Малкинской зоны Северного Кавказа (Тимофеева, 1966, 1968; Калганов, 1967), а также генетически близкие железные руды Троянского района Болгарии (по образцам И. К. Начева, Геологический институт Болгарской Академии Наук).

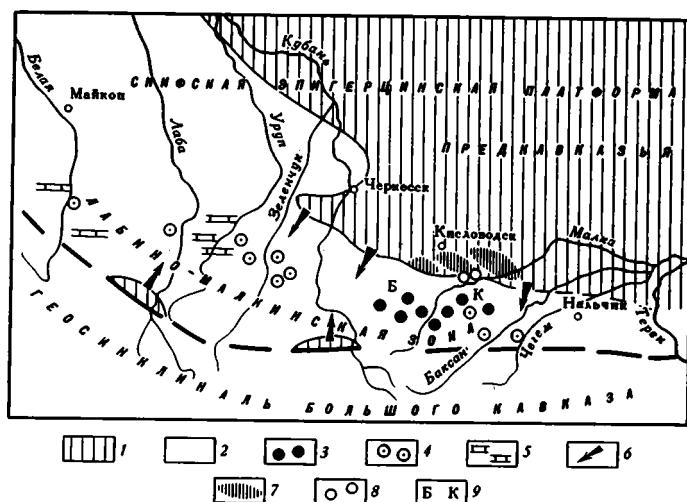
Определение состава TR проведено рентгеноспектральным методом (Вайнштейн и др., 1956) из предварительно выделенных окислов TR (Балашов, 1971). Результаты приведены в таблице.

Условия формирования руд. В пределах Лабино-Малкинской субплатформенной зоны в течение юры неоднократно формировались оолитовые железные руды. Источником железа являлись продукты разрушения коры выветривания, развивавшейся в условиях тропического климата по породам прилегающей с севера Скифской платформы. Особенно важное значение в питании бассейна и накоплении железистых осадков имел Малкинский серпентинитовый массив. Рудообразование происходило как на самом массиве — в коре выветривания (остаточные железные руды) и в небольших водоемах озерного типа (верхнеюрские руды Малкинского месторождения), так и в прилегающей с юга мелководной прибрежной зоне морского бассейна (ааленские руды и железистые породы плато Куденет-Яйла и Бечасын и бассейны рек Большой Зеленчук и Уруп, фиг. 1).

Малкинские гидрогетит-гидрогематитовые бобово-оолитовые руды накапливались в прибрежных, а магнетит-хлоритовые — в относительно глубоководных центральных участках озерного бассейна. Помимо переотложения железистых продуктов коры выветривания серпентинитов

в образовании этих руд существенную роль играли инфильтрационно-диагенетические процессы.

Для морских руд характерно частое чередование оолитовых гетит-гидрогетитовых или карбонатно-хлоритовых разностей с алевропелито-литами, свидетельствующее о неустойчивости рудообразования во времени. Первичные седиментационно-диагенетические морские руды, сохранившиеся в разрезах р. Большой Зеленчук и на восточной части плато Куденет-Яйла, относятся к карбонатно-хлоритовым. Влияние диагенеза



Фиг. 1. Схема распространения железных руд Лабино-Малкинской железорудной зоны Северного Кавказа

1 — область размыва; 2 — область накопления морских алевролитовых отложений; 3 — оолитовые руды и железистые породы гетит-гидрогетитового состава; 4 — карбонатно-хлоритовые руды и породы; 5 — железистые известняки; 6 — направление сноса терригенного материала; 7 — малкинские серпентиниты; 8 — малкинские оолитовые руды; 9 — буквы на схеме: К — плато Куденет-Яйла, Б — плато Бечасын

при их формировании выразилось в образовании хлоритовых оолитов, фосфатных конкреций и карбонатной цементации руд. В постплиоценовое время в участках, где эти руды были выведены на поверхность, они окислились и перешли в бескарбонатные гетит-гидрогетитовые (плато Бечасын, Куденет-Яйла).

К морским рудам Лабино-Малкинской зоны по составу и происхождению близки оолитовые юрские руды Болгарии (Начев, 1960, 1963; Начев, Тимофеева, 1967).

Содержание и состав TR в рудах. В литературе приведены единичные данные по оценке суммы TR в железных оолитовых рудах. К. Краускопф (1959) (с ссылкой на В. М. Гольдшмидта) для железисто-окисных руд указывает 10—100 г/т. Для оолитовых руд Западной Сибири В. М. Григорьев (1966) приводит количества, в 2—7 раз превышающие кларк. Значительно меньшие содержания определены в докембрийских железистых кварцитах Примандровского района Кольского полуострова (Балашов, Горяинов, 1966).

В изученных оолитовых железных рудах Лабино-Малкинской зоны концентрация TR (50—570 г/т) и состав TR $\left(\frac{\sum \text{Ce}}{\sum \text{Y}} = 1,4 - 5,4 \right)$ значительно варьируют. Минимальные содержания свойственны малкинским рудам, максимальные — оолитовым морским рудам плато Бечасын и Куденет-Яйла. Среди озерных малкинских руд окисные разности отличаются более высоким содержанием TR по сравнению с магнетит-хлоритовыми. Аналогично этому окисленные гидрогетит-гетитовые разности морских руд более богаты TR, чем их неокисленные карбонатно-хлоритовые аналоги (см. таблицу).

Распределение TR в железных рудах и породах, г/т

№ пробы	Руда, порода, район	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Y ₁	$\frac{\Sigma Ce^*}{\Sigma Y}$	ΣTR
Лабипо-Малкинская зона Северного Кавказа																
Озерные железные руды																
46	Магнетит-хлоритовая	8,4	15	2,4	8,4	1,8	0,4	1,8	0,4	1,8	0,2	1,0	0,8	9,7	2,3	52
77	Гидрогетит-гидрогематитовая бобово-оолитовая	14,5	20	3,9	13	3,9	—	5,3	—	4,8	—	2,1	1,9	23	1,4	94
33	То же	29	47	7,6	27	6,1	1,3	6,5	—	6,2	—	3,1	2,1	27	2,4	164
Морские оолитовые железные руды																
36	Карбонатно-хлоритовая, р. Зеленчук	38	85	8,5	35,5	6,8	1,3	4,3	0,6	3,7	—	1,7	1,4	23	4,9	210
75	То же	30	90	6,2	29,5	6,5	1,7	6,3	0,9	4,7	0,9	2,7	2,3	24	3,9	205
64	Гидрогетит-хлоритовая (полуокисленная), плато Куденет-Яйла	34	64	8,0	25	5,2	0,9	3,5	0,6	3,1	—	1,7	1,2	15	5,4	160
34	То же, р. Зеленчук	40	104	10,5	46	12,5	2,0	10	1,6	5,7	—	2,0	1,0	24	4,8	260
70	Гетит-гидрогетитовая (окисленная), плато Бечасын	43	105	10	36,5	8,4	1,5	7,3	1,3	5,5	0,7	3,0	2,5	23	4,6	245
71	Оолиты, выделенные из руды пробы 70	63	190	14,5	57	13	2,7	12	—	7,4	—	3,9	3,3	29	5,7	395
32	Гетит-гидрогетитовая (окисленная), плато Бечасын	79	225	26	103	21	3,6	19,5	2,5	13	—	6,4	5,0	62	4,3	570
29	То же	26,5	59	7,3	22	5,5	1,1	5,5	1,0	1,2	—	2,5	2,5	25	2,9	165
63	То же, плато Куденет-Яйла	56	185	20	86	25	5,2	23	3,5	19	—	4,7	2,3	49	3,6	480
Вмещающие аргиллиты																
31	Аргиллит железистый, плато Бечасын	22	58	7,5	22	5,0	1,6	4,4	—	4,2	—	1,9	1,1	20	3,5	150
62	То же, плато Куденет-Яйла	12,5	23	2,8	9,4	1,9	—	1,7	—	1,1	—	0,6	0,4	5,6	4,4	61
38	То же, р. Уруп	21	53	5,9	24,5	5,6	1,2	4,2	—	3,2	—	2,2	1,5	25	3,0	145

Породы питающих областей

27	Серпентинит выветрелый, р. Малка	3,2	8,0	1,8	5,7	2,5	0,5	2,5	—	2,1	—	1,3	1,1	12	1,1	42
26	Гранит, р. Уруп	17	32	3,6	16,5	3,6	0,8	3,2	0,7	2,5	—	1,2	1,0	18	2,7	100
25	Гранит выветрелый, р. Уруп	16,5	31	4,3	16	3,4	0,8	3,0	—	1,9	—	1,3	0,9	13	3,4	92
	Глинистые породы юры Русской платформы**	38,3	72,7	8,6	34,7	7,4	1,6	6,43	—	5,03	—	3,47	2,7	30,7	3,3	213
	Глинистые породы Русской платформы (среднее)**	34	67	8,8	30,5	6,9	1,4	6,2	—	4,5	—	3,3	2,6	30	2,95	200

Балканская область Болгарии (Троян)

Железные руды

4Н-180	Хлоритовая оолитовая	44	110	8,4	44	8,4	2,6	6,6	—	4,9	—	3,1	3,5	39	3,5	280
3Н-182	Гетитовая оолитовая	24	53	7,7	36	12	2,6	12,5	2,1	7,4	1,4	3,4	2,2	36	2,1	200
5Н-358	Известняково-гетитовая	15	32	4,5	21	6,1	1,4	7,6	1,5	5,5	—	2,8	2,1	31	1,5	135
2Н-12а	Известняково-гетитовая	11,5	30	4,4	23	6,9	1,9	8,3	—	6,1	1,2	3,9	2,1	32	1,4	130

* В Σ Се условно входят La ... Eu в Σ Y — Gd ... Yb + Y (учтены Ti и Lu).

** По данным А. Б. Ронзова и др. (1967).

Гидрогетитовые оолиты, выделенные из руды, характеризуются более высокой концентрацией TR и увеличением роли церия по сравнению с оолитовой рудой в целом, из которой они были извлечены. Тем не менее в рудах, степень железистости которых зависит от насыщенности оолитами, отчетливой прямой зависимости между содержанием TR и Fe не устанавливается. Намечается лишь некоторое увеличение суммы TR при переходе от слабозелезистых пород к рудам. Содержание TR в рудах в значительной степени определяется также характером примеси: руды с глинистым цементом при прочих равных условиях богаче TR по сравнению с рудами карбонатными. Примесь фосфора в рудах (0,1—2,5%) не влияет на распределение TR.

Озерные малкинские руды характеризуются относительным обогащением средними и тяжелыми лантаноидами. По составу TR они ближе стоят к докембрийским железистым кварцитам Примандровского района Кольского полуострова, чем к близким по возрасту морским оолитовым рудам Кавказа. Последние в целом отличаются от озерных оолитовых руд понижением содержания тяжелых лантаноидов и возрастанием роли церия, количество которого по сравнению с таковым в озерных рудах увеличивается в 5—10 раз.

Окисленные руды относительно обогащены средними лантаноидами по сравнению с неокисленными.

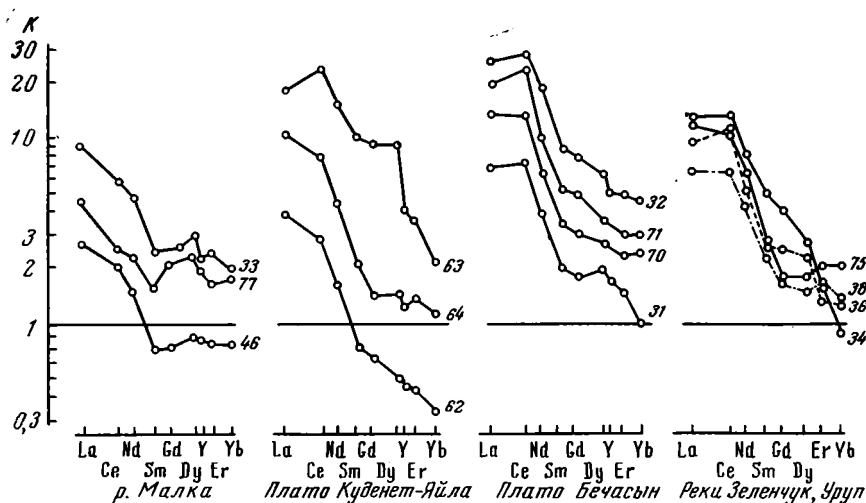
Близкий к морским рудам состав TR наблюдается во вмещающих рудные прослои аргиллитах (см. таблицу). Однако повышенная сорбционная способность гидроокислов Fe сравнительно с глинистыми частями, особенно с каолинитовыми (Балашов, Гирин, 1969), обусловила более высокие концентрации TR в рудах сравнительно с каолинит-гидрохлудистыми алевро-пелитовыми породами.

Изменение состава TR на площади железорудного бассейна. Выветрелые серпентиниты Малкинского массива, как было сказано выше, были главным источником железа в рудах Лабино-Малкинской зоны. По мере удаления от массива железистость осадков падает, руды выклиниваются, фациально замещаясь терригенными породами или детритусовыми известняками. Малкинские серпентиниты характеризуются низким содержанием TR, что типично вообще для ультрабазитов. В неизмененных серпентинитах сумма TR составляет около 10 г/т, в выветрелых разностях — до 42 г/т при $\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 1,1$. Сравнение исследованных

четырех образцов серпентинита (проба 27) обнаружило близость состава TR к ультрабазитам Полярного Урала (Балашов, 1963) и пироксенитам Украинского массива (Ронов и др., 1967).

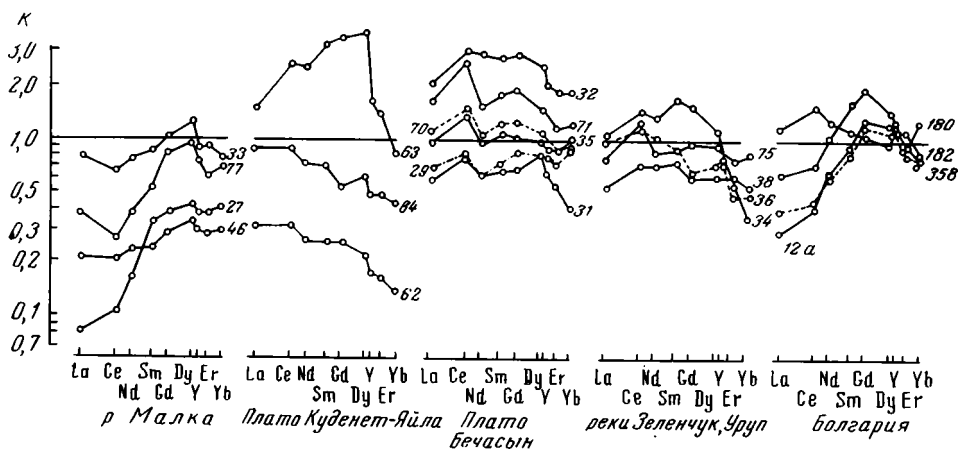
В целях сравнительной оценки распределения TR в рудах, озерных и морских, для разных районов площади железорудной зоны построены графики, отражающие концентрации отдельных лантаноидов, отнесенные к их содержанию в выветрелом серпентините (фиг. 2) и к среднему содержанию в глинистых породах (фиг. 3).

Из фиг. 2 следует, что наибольшее сходство с серпентинитами обнаруживают озерные малкинские руды, которые наследуют и невысокие количества TR и в общих чертах их состав. Отличия сводятся к небольшому возрастанию общей суммы TR, преимущественно за счет легких лантаноидов. В окисной гидрогетит-гидрогематитовой руде несколько возрастает роль средних лантаноидов на фоне небольшого повышения концентрации и тяжелых TR. При переходе к морским оолитовым рудам характер распределения TR резко меняется. В 3—4 раза возрастает сумма TR. Состав TR в рудах по отношению к серпентиниту становится более контрастным, заметно обогащаясь легкими лантаноидами, особенно церием. Особенно отчетливо этот «морской тип» распределения TR проявляется в неокисленных карбонатно-хлоритовых рудах наиболее удаленного от серпентинитового массива Зеленчукского района.



Фиг. 2. Особенности состава железных руд Лабино-Малкинской зоны сравнительно с TR выветрелого серпентинита

K — коэффициент концентрации, соответствует содержанию элемента в пробе (g/t), отнесенному к содержанию соответствующего элемента (g/t) в серпентините; сбоку номера проб из таблицы



Фиг. 3. Особенности состава железных руд Лабино-Малкинской зоны и Болгарии сравнительно со средним составом TR в глинистых породах Русской платформы (J_2-J_3)

K — коэффициент концентрации, соответствующий содержанию элементов в пробе (g/t), отнесенному к содержанию соответствующего элемента (g/t) в глине; сбоку номера проб из таблицы

Здесь влияние массива на состав TR руд практически не сказывается. В то же время повышенные содержания элементов группы железа — V, Ni, Co, Cr, концентрирующихся в коре выветривания серпентинита и являющихся постоянными спутниками ааленских морских руд, указывают на связь зеленчукских руд с серпентинитовым массивом как источником железа (Тимофеева, 1966). Эти руды, как видно из фиг. 3, по распределению TR наиболее близки к среднему составу TR глинистых пород.

Озерные руды сравнительно с глинами характеризуются дефицитом церия на фоне общего существенно пониженного содержания легких TR. В прибрежно-морских рудах роль церия по отношению к глинам возрастает. Это явление в слабой форме намечается в рудах плато Куденет-Яйлы и отчетливо видно в рудах плато Бечасын и р. Зеленчук (см. фиг. 3).

В наших определениях TR отсутствуют данные по морской железисто-карбонатной фации, характеризующей наиболее удаленные от источников питания участки Северо-Кавказского бассейна с ничтожным приростом глинистого материала. Интересны в этом отношении фациально близкие ааленские руды Болгарии. Среди морских оолитовых руд Болгарии, наряду с оолитовыми хлоритовыми и гетитовыми глинистыми рудами, широко развиты известняково-гетитовые разности (Троянский район). Как видно из таблицы, именно в них обнаружены самые низкие для морских руд концентрации TR и наибольшее относительное накопление тяжелых лантаноидов.

Факторы, определяющие изменения в распределении TR в рудах. Изменения в количестве и составе TR при переходе от континентального железнакопления к морскому обусловлены тремя главными причинами: влиянием состава питающего терригенного материала; фракционированием TR в процессе седиментации; постседиментационным перераспределением TR в железорудных горизонтах. Все эти факторы действуют в одном направлении — ведут к увеличению количества TR в морских рудах и к накоплению в них легких лантаноидов. При формировании озерных малкинских руд, накапливавшихся в непосредственной близости от выветривающихся серпентинитов, определяющую роль играли продукты их разрушения. Этим и объясняется унаследованность озерными рудами низких содержаний TR и их «иттровый состав», свойственный серпентинитам.

При накоплении морских железорудных горизонтов помимо серпентинитового массива сказывалось влияние других источников терригенного (и рудного) материала — палеозойских песчано-алевритоглинистых пород и гранитов Скифской платформы. Последние имеют концентрацию TR в 10—20 раз более высокую по сравнению с серпентинитом и характеризуются преобладанием в составе легких лантаноидов.

Направленному изменению состава TR от коры выветривания серпентинитов к озерным и к морским отложениям, в сторону относительно уменьшения роли тяжелых лантаноидов, способствовала и различная миграционная способность TR. Исследованиями последних лет на примере древних (Балашов и др., 1964; Ронов и др., 1967) и современных отложений (Балашов, Лисицын, 1968) показано, что в процессе седиментации максимальной подвижностью обладают тяжелые лантаноиды и отчасти Ce^{+4} вследствие большей растворимости их карбонатно-комплексных соединений по сравнению с легкими TR. Однако в процессе переноса комплексы Ce^{+4} гидролизуются значительно легче, чем тяжелые лантаноиды. В свете этого становится понятным существенное накопление церия в прибрежно-морских рудах. Преимущественный вынос тяжелых лантаноидов в периферические участки зоны железнакопления виден на примере известняково-гетитовых руд Болгарии.

Диагенетическое перераспределение TR в рудоносном горизонте, по видимому, также способствует дополнительному обогащению морских руд церием, концентрирующемся в оолитах. Повышенная подвижность и накопление церия в раннем диагенезе при формировании оолитов железных руд сближает последние с глауконитом (Холодов и др., 1966; Балашов, Казаков, 1968).

ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю. А., Закономерности распределения р.з.э. в земной коре.— *Геохимия*, 1963, № 2.
- Балашов Ю. А., Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Туранская Н. В. Влияние климатических и фациальных условий на разделение р.з.э. в осадочном процессе.— *Геохимия*, 1964, № 10.
- Балашов Ю. А., Горяинов П. М. Р.з.э. в породах докембрийской железорудной формации Примандровского района.— *Геохимия*, 1966, № 3.

- Балашов Ю. А., Лисицын А. П. Миграция редкоземельных элементов в океане.— В сб.: Океанические исследования, № 18. М., «Наука», 1968.
- Балашов Ю. А., Казаков Г. А. Об источнике редкоземельных элементов в глауконитах Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179.
- Балашов Ю. А., Гирин Ю. П. О разрезе подвижных редкоземельных элементов в осадочных породах.— Геохимия, 1969, № 7.
- Балашов Ю. А. К геохимии р. з. э. в щелочных породах Кольского полуострова. В сб.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971.
- Вайнштейн Н. Э., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. О закономерностях распределения редких земель в некоторых минералах.— Геохимия, 1956, № 2.
- Григорьев В. М. Основные генетические типы железорудных месторождений и содержащиеся в них элементы-примеси.— В сб.: Геология редких элементов, в. 29. М., «Недра», 1966.
- Калганов М. И. Железисто-никеленовая кора выветривания на малкинском серпентинитовом массиве.— В сб.: Кора выветривания, в. 8. М., «Наука», 1967.
- Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов.— В сб.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1959.
- Начев И. К. Юрските седиментни железни руди в троянско-тетевенско.— Изв-ия на Геологическия институт, кн. VIII, 1960. Болгария.
- Начев И. К., Тимофеева З. В. Литология, геохимия железных руд субплатформенных зон альпийского пояса.— Докл. VIII конгр. Карпато-Балканской Геологической ассоциации, Белград, 1967.
- Начев И. К. Литология и геохимия на седиментогенните железни руди в тоарса и долния байос на Балкинската област. Юбилеен геологически сборник, 1968. Болгария.
- Ронов А. Б., Балашов Ю. А., Мигдисов А. А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле.— Геохимия, 1967, № 1.
- Тимофеева З. В. Некоторые черты литологии и геохимии железистых пород и руд плато Бечасын.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1.
- Тимофеева З. В. Геохимия железа, фосфора и марганца в ааленском бассейне Северного Кавказа.— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Холодов В. Н., Горский С. П., Казанский М. Г. Редкие земли в глауконитах.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 5.

ГЕОХИ
Москва

Дата поступления
27.1.1970

УДК 553.82 : 553.492

**ОТНОСИТЕЛЬНО ГЕНЕЗИСА КОРУНДА
В НЕМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ БОКСИТАХ
(ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ)**

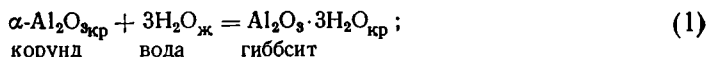
Б. Ф. ГОРБАЧЕВ

В статье приводятся результаты термодинамического анализа условий образования корунда; сделана попытка применить полученные данные к объяснению генезиса корунда в неметаморфизованных бокситах Северного Урала и Казахстана.

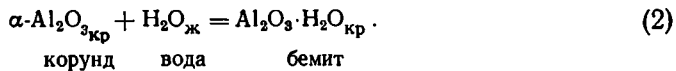
Как показали работы Р. М. Гаррелса (1962), И. И. Гинзбурга (1963), Р. Волла (1964), М. М. Ермолаева (1966), С. А. Кашика (1968) и других исследователей, методы термодинамики вполне применимы для описания процессов минералообразования, протекающих в породах выветривания, бокситах, железных рудах, осадочных породах. Пока этими методами изучены преимущественно реакции, приводящие к появлению природных веществ, имеющих довольно постоянный состав, подчиняющийся стехиометрии.

Видимо, в ближайшие годы будут разработаны приемы, позволяющие анализировать термодинамику систем, составные части которых имеют варьирующий состав. Такими, например, представляются мутабильные соединения, образующиеся при выветривании, раскristаллизации гелей и т. п. Основные теоретические положения для производства термодинамических расчетов и обоснование их применимости к природным процессам подробно изложены в известной монографии Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста (1968), поэтому нет смысла специально на этом останавливаться. Укажем лишь, что термохимические константы соединений, использованные для расчетов, заимствованы нами из разных источников и сведены в таблицу. Данное сообщение преследует цель показать некоторые возможности метода применительно к процессам минералообразования в бокситах.

Согласно исследованиям К. Ф. Терентьевой (1949), С. И. Бенеславского (1954), А. К. Гладковского и И. Н. Ушатинского (1964) и др., в платформенных бокситах Урала и Казахстана присутствует корунд, который нет оснований рассматривать как остаточный или метаморфический минерал. Возникает предположение, что корунд в данном случае является специфическим глиноземным минералом бокситов, условия формирования и существования которого следует уточнить. Для этого прежде всего требуется выяснить устойчивость корунда в водных системах при низких температурах и давлениях. Рассмотрим реакции гидратации природной окиси алюминия ($\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$), известной в минералогии под названием корунда¹:



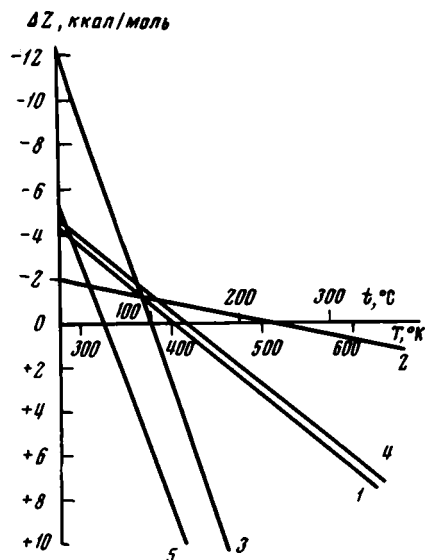
¹ Индексы, сопровождающие формулы веществ и ионов, характеризуют их физическое состояние: кр — кристаллическое, ж — жидкое, г — газообразное, ам — аморфное, аq — воднорастворимое.



Изобарно-изотермические потенциалы реакций (ΔZ^0_{298}) равны соответственно — 3,46 и — 1,74 ккал/моль. Из этого следует, что в стандартных условиях в системах, изображенных уравнениями (1) и (2), равновесное состояние достигнуто быть не может, в связи с чем корунд при длительном пребывании в водной среде неизбежно будет испытывать

Фиг. 1. Зависимость ΔZ^0_T реакций гидратации корунда от температуры:

1. $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{кр}} + 3\text{H}_2\text{O}_{\text{ж}} = \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}_{\text{кр}}$
 $\Delta Z^0_T = -3394,0 + 33,92 \cdot T \ln T - 18,65 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 - 0,23 \cdot 10^5 T^{-1} - 187,8 \cdot T$
2. $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{кр}} + \text{H}_2\text{O}_{\text{ж}} = \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}_{\text{кр}}$
 $\Delta Z^0_T = 800,0 + 6,49 \cdot T \ln T + 5,8 \cdot 10^{-3} T^2 - 2,9 \cdot 10^5 T^{-1} - 44,0 \cdot T$
3. $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{кр}} + 3\text{H}_2\text{O}_{\text{г}} = \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}_{\text{кр}}$
 $\Delta Z^0_T = -34889,0 + 31,8 \cdot T \ln T - 40,15 \cdot 10^{-3} T^2 - 4,19 \cdot 10^5 T^{-1} - 80,39 \cdot T$
4. $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{кр}} + \text{H}_2\text{O}_{\text{г}} = \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}_{\text{кр}}$
 $\Delta Z^0_T = 9672,0 + 5,82 \cdot T \ln T - 1,44 \cdot 10^{-3} T^2 - 4,19 \cdot 10^5 T^{-1} - 8,71 \cdot T$
5. $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{кр}} + 3\text{H}_2\text{O}_{\text{г}} = 2\text{Al}(\text{OH})_3 \text{ам}$
 $\Delta Z^0_T = -22563,8 + 31,6 \cdot T \ln T + 2,8 \cdot 10^{-3} T^2 - 4,3 \cdot 10^5 T^{-1} - 111,4 \cdot T$



гидратацию с переходом в бемит или гиббсит. Равновесные состояния в системах (1) и (2) могут быть достигнуты лишь при изменении температуры. Согласно методике, изложенной в работе В. И. Бабушкина и др. (1965), были проведены необходимые подсчеты по формуле

$$\Delta Z^0_T = \Delta H_0 - \Delta a T \ln T - 1/2 \Delta b \cdot 10^{-3} T^2 - 1/2 \Delta c 10^5 T^{-1} + y T, \quad (3)$$

где ΔZ^0_T — изобарный потенциал реакции при температуре T шкалы Кельвина, ΔH_0 и y — первая и вторая постоянные интегрирования, Δa , Δb и Δc — коэффициенты зависимости теплоемкости системы от температуры.

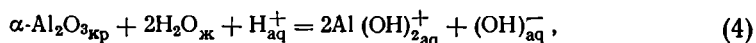
Результаты подсчетов показаны графически (фиг. 1) линиями 1 и 2, демонстрирующими зависимость величины ΔZ^0_T реакций от температуры. График показывает, что в интервале 0—100°C (предельные температуры химических реакций в водной среде у дневной поверхности) должна происходить самопроизвольная гидратация корунда. При этом энергетически более предпочтительным является формирование гиббсита. Равновесие в системе, отображенной уравнением (1), наступает при температуре 130°C, а в системе, отображенной уравнением (2), — при 250°C. В условиях еще более высоких температур реакции будут развиваться в направлении дегидратации моно- и тригидрата до превращения их в безводную окись алюминия.

Таким образом, в водной среде при низких температурах и давлениях корунд нестабилен и может быть преобразован в гиббсит и бемит. Обратный процесс, т. е. дегидратация гиббсита и бемита, в этих условиях невозможен.

Более подробно разберем поведение корунда в водной среде в стандартных условиях. При этом предварительно следует сослаться на результаты исследований группы американских ученых (Reesman A. O., 1969), изучавших ионные формы алюминия в водных растворах. Ими

показано, что при растворении в воде минералов глин и бокситов образуются четыре формы ионов. При кислых значениях $\text{pH} > 2,85$ в растворе преобладает ион $\text{Al}(\text{OH})_2^+$. При $\text{pH} < 2,85$ основной ионной формой является Al^{3+} .

Составлено следующее уравнение:



где ΔZ_{098}° реакции равно 20,4 ккал/моль. Очевидно, что в стандартных условиях переход алюминия в раствор не может осуществиться.

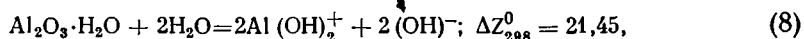
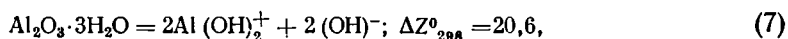
Рассмотрим возможные изменения изобарно-изотермического потенциала реакции (ΔZ_R) при более низких концентрациях ионов.

$$\Delta Z_R = \Delta Z_{298}^0 + 1,364 \lg \frac{a_{\text{Al(OH)}_2^+}^2 \cdot 10^{-14}}{a_{\text{H}^+}^2} = 0,475 + \lg a_{\text{Al(OH)}_2^+} + \text{pH}. \quad (5)$$

В условиях равновесия, т. е. при $\Delta Z_R = 0$, уравнение (4) приобретает следующий вид:

$$- \lg a_{\text{Al}(\text{OH})_3^+} = \text{pH} + 0,475. \quad (6)$$

Аналогичные вычисления, проделанные для реакций:



приводят к следующим уравнениям:

$$\Delta Z_R = 1,7 + \lg a_{\text{Al}(\text{OH})_3^+} + \text{pH}, \quad (9)$$

$$\Delta Z_R = 1,1 + \lg a_{Al(OH)_3^+} + pH, \quad (10)$$

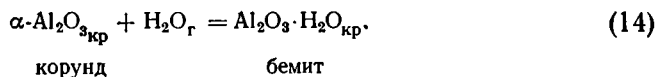
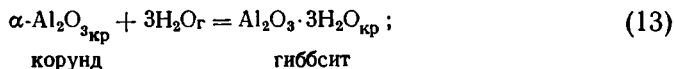
которые при $\Delta Z_R=0$ могут быть соответственно преобразованы:

$$- \lg a_{\text{Al}(\text{OH})_3^+} = \text{pH} + 1,7, \quad (11)$$

$$-lg a_{\text{Al(OH)}_3^+} = \text{pH} + 1,1. \quad (12)$$

Уравнения (6), (11) и (12) представлены графически на диаграмме — $\lg a_{\text{Al}(\text{OH})_2^+} - p\text{H}$ (фиг. 2). Ниже соответствующих каждой реакции линий равновесия расположены области устойчивого существования корунда, бемита и гиббсита в водной среде. Обзор диаграммы еще раз убеждает, что в водной среде при низких температурах и давлениях наиболее устойчивым минералом глинозема является гиббсит, который требует для своего появления минимальных концентраций алюминия в растворе. Наименее устойчивым соединением является корунд. Кроме того, диаграмма служит указанием на обратимый характер процессов гидратации — дегидратации в системе $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$.

Несколько иначе протекают процессы гидратации корунда в атмосфере паров H_2O :



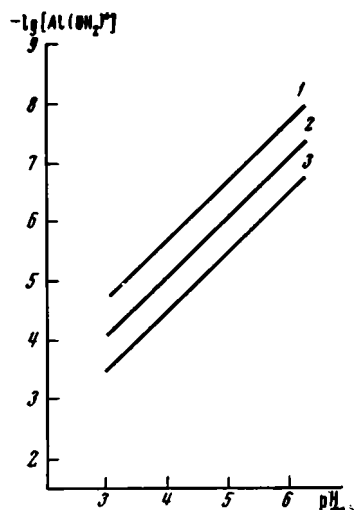
Подсчитано, что изобарно-изотермический потенциал приведенных выше реакций соответственно равен $-9,64$ и -380 ккал/моль. По-види-

тому, в стандартных условиях реакции должны самопроизвольно развиваться в сторону гидратации корунда до бемита или гиббсита.

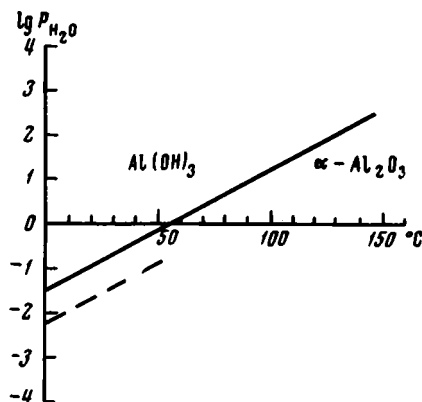
Поскольку в системах, отображенных уравнениями (13) и (14), активности кристаллических веществ равны единице, активность водяного пара $a_{\text{H}_2\text{O}}$ можно заменить его парциальным давлением $P_{\text{H}_2\text{O}}$:

$$\Delta Z_R = -1,364 \lg \frac{1}{a_{\text{H}_2\text{O}}} = 1,364 \lg P_{\text{H}_2\text{O}} \quad (15)$$

Расчеты по приведенной выше формуле показали, что в стандартных условиях для реакции (13) равновесное давление паров воды составляет



Фиг. 2. Растворимость гиббсита (1), бемита (2) и корунда (3) при различных значениях pH

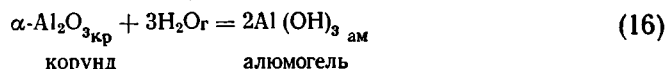


Фиг. 3. Поля устойчивости корунда и алюмогеля в координатах $^{\circ}\text{C} - \lg P_{\text{H}_2\text{O}}$
Пунктиром показана температурная зависимость максимальной упругости водяного пара

$4,4 \cdot 10^{-3}$ атм, а для реакции (14) — $1,6 \cdot 10^{-3}$ атм. Если принять во внимание, что среднее значение упругости водяного пара на земной поверхности вблизи от уровня моря равно $1,5 \cdot 10^{-2}$ атм (Физический энциклопедический словарь, 1960), то совершенно понятно, что в условиях земной поверхности корунд под действием паров воды неизбежно гидратируется, переходя в бемит или, чаще всего, в гиббсит.

Используя уравнение (3), выясним зависимость изобарно-изотермических потенциалов реакций (13) и (14) от температуры. На фиг. 1 показано, что в интервале от 0 до 100°C энергетически более предпочтительна гидратация корунда парами воды до гиббсита. Равновесие в системах (13) и (14) наступает соответственно при температурах 100 и 140°C (линии 3 и 4 на фиг. 1). При более высоких температурах гидроокислы алюминия должны переходить в безводную форму глинозема.

Итак, термодинамические расчеты показывают, что для гидроокислов алюминия минимальная температура дегидратации должна наблюдаться в случае нагревания гиббсита в атмосфере паров H_2O . Сделанный вывод весьма важен для объяснения присутствия безводной формы глинозема в неметаморфизованных латеритах и бокситах. При этом следует учитывать, что как корунд, так и гиббсит в латеритных корах выветривания часто присутствуют в метакolloидальной форме, поэтому температура равновесия может сместиться значительно ниже 100°C . В подтверждение сказанному были проведены вычисления, согласно уравнению (3), для реакции.



Исходные термодинамические данные

Вещества	$-\Delta H_{298}^0$	Литературный источник	$-\Delta Z_{298}^0$	Литературный источник	$C = a + bT + cT^{-2}$			Литературный источник
					a	b · 10 ³	c · 10 ⁻⁵	
α -Al ₂ O ₃ (корунд)	399,04	F. D. Rossini a. o. (1952)	376,8	F. D. Rossini a. o. (1952)	27,43	3,06	-8,47	М. Х. Карапетянц (1953)
Al ₂ O ₃ · H ₂ O (бемит)	471,0	Там же	435,2	Там же	28,87	8,4	—	К. К. Kelley (1960)
Al ₂ O ₃ · 3H ₂ O (гипсцит)	616,05	Рассчитано по ΔZ	550,3	A. L. Reesmann, W. D. Keller (1968)	17,3	91,2	—	Там же
Al(OH) ₃ (аморфная гидрокись алюминия)	304,2	В. Н. Латимер (1954)	271,9	В. Н. Латимер (1954)	22,26	—	—	У. Д. Верятин и др. (1965)
H ₂ O (жидкость)	68,3	F. D. Rossini a. o. (1952)	56,7	F. D. Rossini (1952)	7,93	16,95	2,67	М. Х. Карапетянц (1953)
H ₂ O (пар)	57,8	Там же	54,6	Там же	7,17	2,56	0,08	Там же
Al(OH) ₂ ⁺ (водный раствор)	—	—	216,2	A. L. Reesmann a. o. (1969)	—	—	—	—
(OH) ⁻ (водный раствор)	—	—	37,6	F. D. Rossini a. o. (1952)	—	—	—	—

ΔH_{298}^0 — стандартная теплота образования из элементов, ккал/моль; ΔZ_{298}^0 — стандартный наэбарный потенциал образования из элементов, ккал/моль; C_p — молярная теплоемкость при T °K (a, b, c — коэффициенты уравнения, отражающего зависимость теплоемкости от температуры)

Линия 5 на фиг. 1 показывает, что равновесие в этой реакции может быть достигнуто уже при 50°С. При нагревании свыше 50°С следует ожидать дегидратации алюмогеля и появления безводной формы глинозема. К аналогичным результатам должно привести и понижение парциального давления водяного пара при фиксированной температуре.

Равновесные состояния системы (16) в координатах $\lg P_{H_2O}$ — °С отражены на фиг. 3. Линия равновесия расположена в области значений $\lg P_{H_2O}$ более высоких по сравнению с предельными значениями упругости водяных паров в земной атмосфере.

С термодинамической точки зрения это свидетельствует о возможности формирования безводного глинозема путем дегидратации алюмогелей в широком интервале температур. Однако в реальных условиях безводный глинозем с момента своего появления гидратируется, согласно реакциям (1), (2), (13) и (14), в бемит или гипсцит. Следовательно, необходимо учитывать влияние кинетики процесса дегидратации алюмогеля. Интенсивная генерация безводного глинозема представляется возможной лишь при сравнительно высоких для гипергенных процессов температурах (около 50°С и выше) и при быстром удалении дегидратированной воды.

Все изложенное выше позволяет сделать допущение, что в интервале от 0 до 100°С и при общем давлении, близком 1 атм, наиболее возможный путь природной генерации безводного глинозема — дегидратация алюмогелей и алюмометаколлоидов как следствие повышения температу-

ры латеритных почв выше 50°C и периодического уменьшения относительной влажности нижнего слоя атмосферы над областью латеритообразования. Корунд является составной частью компактных конкреционных и микроконкреционных обособлений, которые при размыве коры выветривания в виде обломков участвуют в формировании осадочных бокситов. В сравнительно молодых (мезозой-кайнозой) бокситах латеритного или осадочного типа корунд сможет сохраниться до наших дней, лишь частично подвергаясь гидратации и переходя главным образом в гиббсит. Плотная афанитовая структура стяжений и галек, содержащих корунд, способствует тому, что процессы гидратации обычно бывают локализованы по их периферии, как все это, например, описано А. К. Гладковским и И. Н. Ушатинским (1964) для бокситов Северного Казахстана.

В палеозойских бокситах корунд, видимо, почти полностью гидратирован и может сохраниться лишь в особо благоприятных условиях. Так, в бокситах Северного Урала корунд присутствует лишь в наиболее плотных и наименее проницаемых конкреционных раннедиагенетических образованиях (Григорьев и др., 1968).

В целом сделанные выводы довольно хорошо согласуются с результатами исследователей, изучавших минералогию и генезис корундсодержащих неметаморфизованных бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабушкин В. И., Матвеев Г. М., Мchedlov-Петросян О. П. Термодинамика силикатов. М., Изд-во лит. по строительству, 1965.
- Бенеславский С. И. Некоторые причины неполной выщелачиваемости гиббситовых бокситов.— Докл. АН СССР, 1954, т. 95, № 5.
- Верятин У. Д., Маширев В. П., Рябцев Н. Г. и др. Термодинамические свойства неорганических веществ. М., Атомиздат, 1965.
- Волла Р. Генезис месторождения бокситов в нижнем течении р. Конго.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. М., ИЛ, 1962.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968.
- Гинзбург И. И. Вопросы энергетических реакций процессов выветривания некоторых алюмосиликатов.— В сб.: Кора выветривания. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гладковский А. К., Ушатинский И. Н. Минеральный состав латеритных и осадочных бокситов.— В сб.: Латериты, М., «Недра», 1964.
- Григорьев В. Н., Гуткин Е. С., Дементьев В. Н. Конкреции в бокситах Северного Урала и Средней Азии.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 2.
- Ермолаев М. М. Вычисление значений свободных энергий некоторых гипергенных минералов на основе предположения о стационарности химических потенциалов и концентраций главных элементов в водах Мирового океана.— В сб.: Миграция химических элементов при процессах выветривания. «Наука», 1966.
- Карапетьянц М. Х. Химическая термодинамика. М., Госхимиздат, 1953.
- Кашик С. А. Физико-химические условия формирования некоторых минералов и минеральных ассоциаций при осадочном породообразовании.— В сб.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968.
- Латимер В. Н. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М., ИЛ, 1954.
- Терентьева К. Ф. О корунде из боксита Казахстана.— Тр. ВИМС. Нов. серия, М., 1949, вып. 2.
- Физический энциклопедический словарь, т. 1. М., «Советская энциклопедия», 1960.
- Kelley K. K. Contributions to data on theoretical metallurgy. XIII. High-temperature heat-content, heat-capacity and entropy data for the elements and inorganic compounds. U. S. Bur. Mines, Bull., No. 584, 1960.
- Reesmann A. L., Keller W. D. Aqueous solubility studies of high-alumina and clay minerals. Amer. Mineralogist, v. 53, No. 5—6, 1968.
- Reesmann A. L., Pickett E. E., Keller W. D. Aluminium ions in aqueous solutions. Am. J. of Science, v. 267, 1969.
- Rossini F. D. a. o. Selected values of physical and thermodynamic properties. Circular of the Natl. Bur. Standards 500. Washington, 1952.

УДК 553.61 : 552.16 (474.5)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ПРОДУКТАХ ИЗМЕНЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РАЙОНА УКМЕРГЕ ЛИТОВСКОЙ ССР

В. А. ЕРОЩЕВ-ШАК, Г. Л. ГОРОЩЕНКО

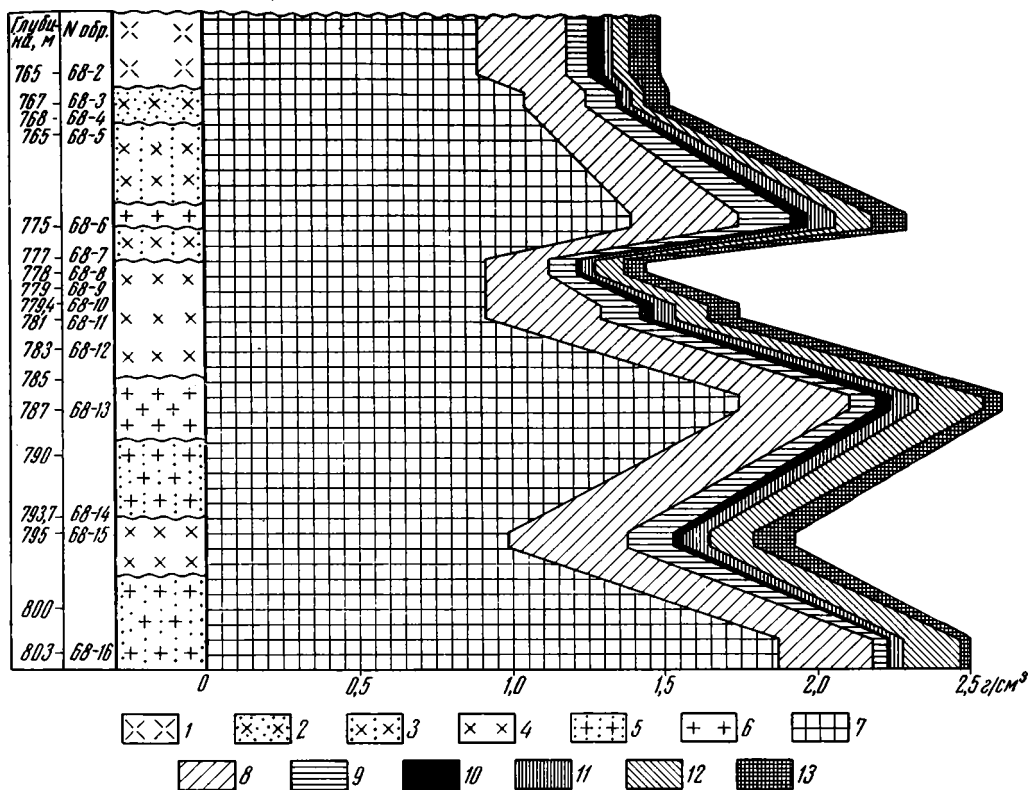
Детальным петрографическим изучением пород и прецезионным исследованием глинистых минералов устанавливаются два этапа в формировании зон изменения биотитовых гнейсов района Укмерге Литовской ССР: гидротермальный и гипергенный. Показано, что смешаннослойный минерал слюда-сметитового состава с соотношением слюдистых (А) и сметитовых (В) пакетов, равным 70:30, с порядком чередования их по закону ААВ... и АААВ... и триоктаэдрическая гидрослюда формируются в процессе гидротермального изменения пород. Первый минерал — как синтетический продукт, второй — в результате трансформации хлорита. В зоне гипергенеза при выветривании осуществляется формирование каолинита.

В настоящей работе сделана попытка исследовать процессы и соответствующие им продукты в породах протерозойского возраста кристаллического фундамента, локализованных на глубинах 761—803 м, в районе г. Укмерге Литовской ССР. Обычно считают, что упомянутые породы изменены главным образом гипергенными процессами и представляют собой древние коры выветривания (Трубина, 1969). Анализ литературных материалов по тектонике района (Васильев, 1969), а также наши минералого-петрографические наблюдения, данные химических анализов и результаты изучения глинистых минералов привели авторов к мнению о необходимости различать здесь две группы вторичных процессов и соответствующих им вторичных продуктов. В нижней и средней толще (765,2—803 м) — гидротермальный метасоматоз и связанные с ним характерные проявления (микроклинизация, окварцевание, хлоритизация, серицитизация, формирование смешаннослойного слюда-сметитового¹ образования и триоктаэдрической гидрослюда). В верхней толще (761—765,2 м) — развивающиеся по продуктам гидротермального метасоматоза процессы древнего выветривания с типичным для него распределением химических элементов и развитием каолинита (фиг. 1).

Главнейший продукт этих двух процессов — глинистые минералы — исследовались на основе новейших достижений глинистой минералогии.

Глинистая фракция с размером частиц $<0,001$ мм выделялась из пород на центрифуге непрерывного действия марки С-45 со скоростью вращения ротора 25 000 об/мин. Рентгеновские данные глинистых минералов, выделенных центрифугированием и отобранных под бинокулярной лупой, получены Б. П. Градусовым на дифрактометре УРС-50 ИМ с использованием $\text{Cu}\alpha_{1,2}$ -излучения, отфильтрованного Ni. Прямые Фурье-преобразования для смешаннослойных минералов выполнены по мето-

¹ Термин «сметит» употребляется в работе для обозначения монтмориллонитовой группы минералов. Авторы избегают пользоваться термином «монтмориллонит», так как ими не были применены надежные тесты идентификации монтмориллонитовых минералов.



Фиг. 1. Разрез метаморфических пород района Укмерге и их химический состав в пересчете на объемный вес породы

1 — кора выветривания гидротермально измененных биотитовых гнейсов; 2 — сильно измененная биотит-кварц-серицитовая порода; 3 — измененная биотит-кварц-серицитовая порода; 4 — биотит-кварц-серицитовая порода; 5 — гранито-гнейс; 6 — биотитовый плагиогнейс; 7 — O_2 ; 8 — Al_2O_3 ; 9 — Fe_2O_3 ; 10 — FeO ; 11 — $MgO + CaO$; 12 — $Na_2O + K_2O$; 13 — $H_2O + H_2O^-$

дике Ю. С. Дьяконова (1962, 1966). Термические анализы осуществлялись Т. В. Далматовым на венгерском дериватографе системы F. Paulik, I. Paulik и L. Erdey. Инфракрасные спектры получены на установке UR-20 фирмы Carl Zeiss Jena (ГДР). Электронно-микроскопические данные получены с помощью изучения угольных реплик И. С. Кудяровым на электронном микроскопе ЭМ-7 (ЛОПИ). Электронографические исследования проводились С. И. Ципурским. Химические анализы пород выполнены под руководством Э. С. Залманзон. Данные химических анализов сопоставлялись с помощью изобъемного метода.

Петрографический состав пород разреза. Метаморфические породы кристаллического фундамента вскрываются скв. № 10 на глубине 761—803 м близ г. Укмерге Литовской ССР. Эти породы слагают северо-западный склон Мазурско-Белорусской антиклизы. По Васильеву (1969), метаморфические породы представлены плагиомикроклиновыми биотитовыми гнейсами. Комплекс биотитовых гнейсов относится ко второй структурной группе омоложенных карелид (ранний протерозой, 1200—1600 млн. лет). Перекрываются метаморфические породы осадочными образованиями вендского возраста.

Метаморфические породы представляют собой разной степени измененные вторичными процессами биотитовые гнейсы. По генетической природе вторичных процессов толща измененных метаморфических пород подразделяется на нижнюю и среднюю гидротермально измененную

и верхнюю — кору выветривания гидротермально измененных гнейсов.

Гидротермально измененные биотитовые гнейсы. Наименее измененная разность — биотитовый плагиогнейс (обр. 68-13, глубина 785—789 м, фиг. 1). Состав породы, %: плагиоклаз — 70, кварц — 10, биотит — 15. Для нее характерна мелкозернистая структура, хорошо выраженная гнейсовидность и лепидогранобластовая микро-структура. Химический состав породы представлен в табл. 1.

Вторичные изменения в породе проявляются в виде интенсивной серицитизации плагиоклаза и хлоритизации биотита.



Фиг. 2. Гранито-гнейс, плагиоклаз серицитизирован

Шлиф, обр. 68-16, $\times 43$, с анализатором

Плагиоклаз (альбит № 3—5) достаточно «свежий» с хорошо различимым двойниковым строением.

Кварц в породе двух генераций: изометричные прозрачные зерна до 0,5 мм и вытянутые зерна до 0,2 мм.

Биотит представлен бурыми листочками 0,1—0,5 мм. Большинство листочков замещено голубовато-зеленым хлоритом, по краям хлоритизированных биотитов развивается серицит.

На глубине 798—803 м (обр. 68-16) и 789—794 м (обр. 68-14, см. фиг. 1) в разрезе распространены гранито-гнейсы, состоящие на 35% из плагиоклаза, 40% микроклина, 20% кварца, 5% биотита. Гранито-гнейсы среднезернистые с порфиробластовой структурой и хорошо выраженной гнейсовидностью. В порфиробластах плагиоклаз и микроклин. Микроструктура лепидогранобластовая (фиг. 2). По В. А. Васильеву (1969), они слагают метасоматическую зону микроклинизации биотитового гнейса. Окиси калия в породе 0,142 г/см³.

Плагиоклаз представлен олигоклазом, в котором наблюдаются полисинтетические двойники, по плагиоклазу развит чешуйчатый серицит. В обр. 68-14 отмечаются редкие чешуйки каолинита.

Микроклин решетчатый. Присутствуют мелкие, до 0,2—0,5 мм и более крупные, до 2 мм, зерна. Форма микроклина изометричная. Минерал «свежего» облика.

Зерна кварца мельче полевых шпатов, их размер редко достигает 0,5 мм.

В обр. 68-16 помимо мелкочешуйчатого серицита, развивающегося по плагиоклазу, встречаются мелкопрожилковые выделения этого минерала. Такие прожилки секут зерна кварца, плагиоклаза и обволакивают микроклин. Интерференционная окраска мелкопрожилкового серицитоподобного минерала несколько ниже мелкочешуйчатого серицита.

В гранито-гнейсах хорошо сохраняется сланцеватость, достаточно четко проявляется лепидогранобластовая микроструктура. Однако в породе появляются участки с венцовой и петельчатой микроструктурами, обусловленными прожилковыми выделениями серицитоподобного минерала.

На глубине 794—798 м (обр. 68-15) встречена сильно измененная биотит-серицит-кварцевая порода рыхлого сложения. По составу она близка к ниже и выше залегающим гранито-гнейсам. Отличается интенсивным развитием процесса серицитизации и отсутствием решетчатого микроклина. Порода мелкозернистая, довольно массивной текстуры и слабо выраженной сланцеватости. Микроструктура гранолепидобластовая — реликтовая. В основной массе различаются сильно корродированные серицитоподобным минералом реликты полевого шпата. Плотные скопления серицита повсеместно секутся прожилковыми выделениями серицитоподобного минерала с более низкой интерференционной окраской. Прожилки серицитоподобного минерала, сплетаясь в породе, образуют характерную петельчатую структуру. Вдоль прожилков наблюдаются гребенчатые выделения этого минерала, оконтуривающие мелкие прожилки рудного минерала (фиг. 3). На фоне скопления серицитоподобного минерала выделяются участки в виде пятен, сложенные чешуйчатыми выделениями каолинита, характеризующимися низкими интерференционными окрасками.

На глубине 777,5—785 м биотит-кварц-серицитовая порода на 15—20% состоит из кварца, 20—25% полевого шпата, реликтов темноцветного минерала (видимо, биотита) и тонкодисперсных вторичных продуктов. Порода мелкозернистая, массивной текстуры, с хорошо выраженной сланцеватостью. Микроструктура реликтовая, гранолепидобластовая, переходная к венцовой и петельчатой, возникающей при вторичных процессах.

Кварц встречается в породе в виде отдельных слабовытянутых зерен размером 0,1—0,3 мм. Темноцветный минерал замещается слюдоподобным минералом. Основная масса породы складывается серицитоподобным минералом. В ней встречаются корродированные замутненные зерна полевого шпата, иногда серицит образует псевдоморфозы по зернам полевых шпатов. Выделения серицитового минерала секутся прожилковыми выделениями серицитоподобного минерала. Местами среди скоплений серицита выделяются участки, сложенные каолинитом. Последний иногда развивается в секущих прожилках, а на участках породы, интенсивно пропитанной гидроокислами железа, заметны веерообразные и червеобразные агрегаты кристаллов каолинита. Прожилковые выделения серицитоподобного минерала, обильно развитые в породе, приводят к формированию венцовых и петельчатых микроструктур. Помимо прожилковых выделений серицитоподобный минерал составляет зальбанды рудных прожилков.

Химический состав пород этого интервала довольно сходный. Отмечается лишь некоторое уменьшение к верхним частям интервала содержания алюминия (см. табл. 1, фиг. 1).

На глубине 768,5—777,5 м биотитовый гнейс сильно изменен и превращен в рыхлую биотит-кварц-серицитовую породу. Микроструктура венцовая, петельчатая. На глубине 775 м встречена менее измененная массивная порода (см. фиг. 1).

Компо- ненты	№ обр							
	68-16		69-15		68-13		68-11	
	1*	2**	1	2	1	1	1	2
SiO ₂	73,94	1,878	51,50	0,999	67,28	1,749	52,85	0,920
TiO ₂	0,17	0,004	1,19	0,023	0,60	0,001	1,02	0,018
Al ₂ O ₃	12,33	0,313	18,79	0,365	13,62	0,354	17,52	0,305
Fe ₂ O ₃	1,72	0,044	8,38	0,163	3,36	0,087	8,21	0,143
FeO	0,55	0,014	1,50	0,029	1,50	0,039	2,30	0,040
CaO	1,26	0,032	1,26	0,024	1,01	0,026	1,26	0,022
MgO	0,36	0,009	3,32	0,064	2,88	0,074	3,32	0,058
MnO	0,01	—	0,05	0,001	0,03	0,001	0,05	0,001
Na ₂ O	2,34	0,059	1,35	0,026	3,07	0,079	1,01	0,018
K ₂ O	5,59	0,142	5,25	0,102	3,22	0,135	5,25	0,091
H ₂ O ⁻	0,30	0,008	2,01	0,039	0,47	0,012	1,55	0,027
H ₂ O ⁺	0,70	0,018	4,75	0,092	2,47	0,064	4,74	0,082
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
C	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,25	0,006	0,35	0,007	0,35	0,009	0,46	0,008
Сумма	99,52	2,540	99,70	1,940	99,86	2,600	99,54	1,740

* %, ** г/см³.

Кварц в измененной породе не образует сплошных скоплений, а представлен, как правило, разрозненными зернами, окруженными вторичными продуктами.

Темноцветный минерал имеет листоватые формы выделения и в первичной породе, по-видимому, был представлен биотитом. Размер его выделений до 0,5—1,0 мм. Чешуйки заполнены непрозрачным бурым веществом. Отдельные участки листочков очищены от этого вещества, имеют зеленовато-бурый цвет и яркие цвета интерференции.

На глубине 766—768,5 м порода сложена измененным биотитом, кварцем, сильно измененными полевыми шпатами и глинистыми минералами. Порода мелкозернистая, сланцеватая. Микроструктура реликтовая лепидогранобластовая, переходящая в венцовую—петельчатую.

Кварц отмечается в виде линзовидных скоплений, его зерна изометричной формы с остроугольными очертаниями, размер 0,1—1,5 мм. Кварц имеет довольно «свежий» облик, однако в некоторых случаях содержит непрозрачный тончайший материал. Такой кварц собран в цепочки, ориентированные по сланцеватости породы.

Темноцветный минерал—сильно измененный биотит. Его листочки имеют разнообразные размеры: 0,01—1,5 мм. Они окрашены в голубовато-зеленый цвет и плеохроируют от бледно-зеленой окраски по Np' до голубовато-зеленой по Ng'. Цвета интерференции достигают красной окраски II порядка. В центральных частях листочков наблюдаются скопления непрозрачного бурого вещества. Минерал образует псевдоморфозы по биотиту. При замещении он несколько увеличивается в объеме. В основной тонкозернистой массе породы присутствует тонкочешуйчатый светло-зеленый хлорит, для которого характерны очень низкие интерференционные окраски. Наряду с хлоритом в основной массе наблюдаются скопления и прожилковые выделения серицитоподобного минерала и участки, сложенные мелкочешуйчатым каолинитом. Местами встречаются пелитизированные и сильно раздробленные по краям зерна полевого шпата.

Кора выветривания гидротермально измененных биотитовых гнейсов. Верхний горизонт метаморфических пород

метаморфических пород

азца											
68-9		68-8		68-7		68-6		68-3		68-2	
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
51,23	0,768	62,05	0,925	64,73	0,939	59,43	1,391	67,25	1,049	58,78	0,899
0,98	0,015	0,59	0,009	0,34	0,005	0,60	0,014	0,42	0,007	0,68	0,010
17,01	0,255	13,24	0,197	14,90	0,216	14,37	0,336	12,54	0,196	18,62	0,258
9,86	0,148	6,27	0,093	4,54	0,066	7,24	0,169	6,58	0,103	4,58	0,070
2,26	0,034	1,30	0,019	1,35	0,020	1,96	0,046	1,49	0,023	3,29	0,050
1,01	0,015	1,01	0,015	1,01	0,015	1,01	0,024	0,94	0,015	0,76	0,012
3,33	0,050	2,42	0,036	1,98	0,029	3,78	0,088	2,19	0,034	1,69	0,026
0,04	0,001	0,04	0,001	0,04	0,001	0,05	0,001	0,06	0,001	0,06	0,001
1,01	0,015	0,85	0,013	0,51	0,007	0,51	0,012	0,42	0,007	0,51	0,008
6,33	0,095	6,80	0,101	5,08	0,074	5,25	0,123	3,02	0,047	3,80	0,058
1,56	0,023	1,13	0,017	0,97	0,014	1,03	0,024	0,73	0,011	0,79	0,012
4,51	0,068	3,49	0,052	3,63	0,053	3,79	0,089	3,66	0,057	5,74	0,088
0,12	0,002	0,06	0,001	0,22	0,003	0,12	0,003	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,05	0,001	—	—	—	—
0,37	0,006	0,34	0,005	0,29	0,004	0,32	0,007	0,23	0,004	0,21	0,003
99,62	1,500	99,59	1,490	99,59	1,450	99,51	2,340	99,53	1,560	99,51	1,530

на глубине 761—762,5 м сложен сильно измененным биотитовым гнейсом, превращенным в кварц-микроклин-биотитовую породу со значительным содержанием глинистых минералов. Порода мелкозернистой структуры, линзовидно полосчатой текстуры, с хорошо выраженной сланцеватостью. Микроструктура тонкоагрегатная пелитовая с бластами, сложенными кварцем, микроклином и реликтами биотита. Местами отмечаются реликты венцового и петельчатого строения.

Кварц представлен прозрачными зернами изометричной формы, часто с остроугольными контурами, размером 0,5—0,1 мм и менее.

Полевой шпат складывается решетчатым микроклином. Его зерна неправильной формы, размером 0,2—1,5 мм. Облик кристаллов довольно «свежий».

Биотит сильно изменен, его листочки буровато-зеленого цвета состоят из большого количества малопрозрачного бурого рудного вещества и более светлого минерала, по оптическим свойствам близкого к каолиниту.

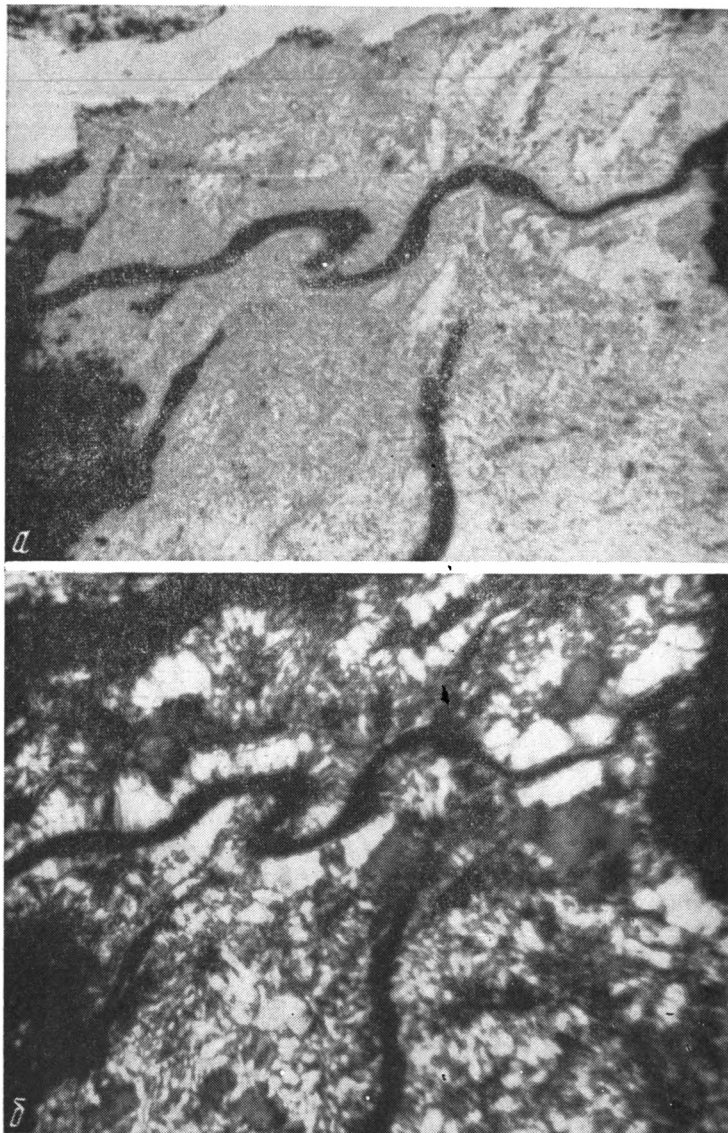
Основная масса породы, выполняющая промежутки между зернами кварца, микроклина и реликтами биотита, складывается мелкошешуйчатым каолинитом. Местами встречаются участки с мелкошешуйчатым серицитом и полупрозрачными зернами полевых шпатов. Порода интенсивно пропитана гидроокислами железа.

В породах этого горизонта отмечается сокращение содержания кремнезема и калия и возрастание содержания алюминия (см. табл. 1, фиг. 1).

Наличие «свежих» выделений метасоматического микроклина свидетельствует об относительной устойчивости его к процессам выветривания. Действительно, в ряду Голдича этот минерал занимает место среди относительно устойчивых образований в гипергенном процессе.

Таким образом, в верхнем горизонте измененных метаморфических пород кристаллического фундамента района Укмерге изменение микроструктуры пород сопровождается исчезновением серицитоподобного минерала, возрастанием содержания алюминия и уменьшением содержания кремнезема и калия. Доминирует каолинит. Отмеченные признаки, отличающие верхнюю часть пород от более глубоких горизонтов, характерны для кор выветривания.

Глинистые минералы пород. Глинистые минералы гидротермально измененных биотитовых гнейсов. Среди гли-



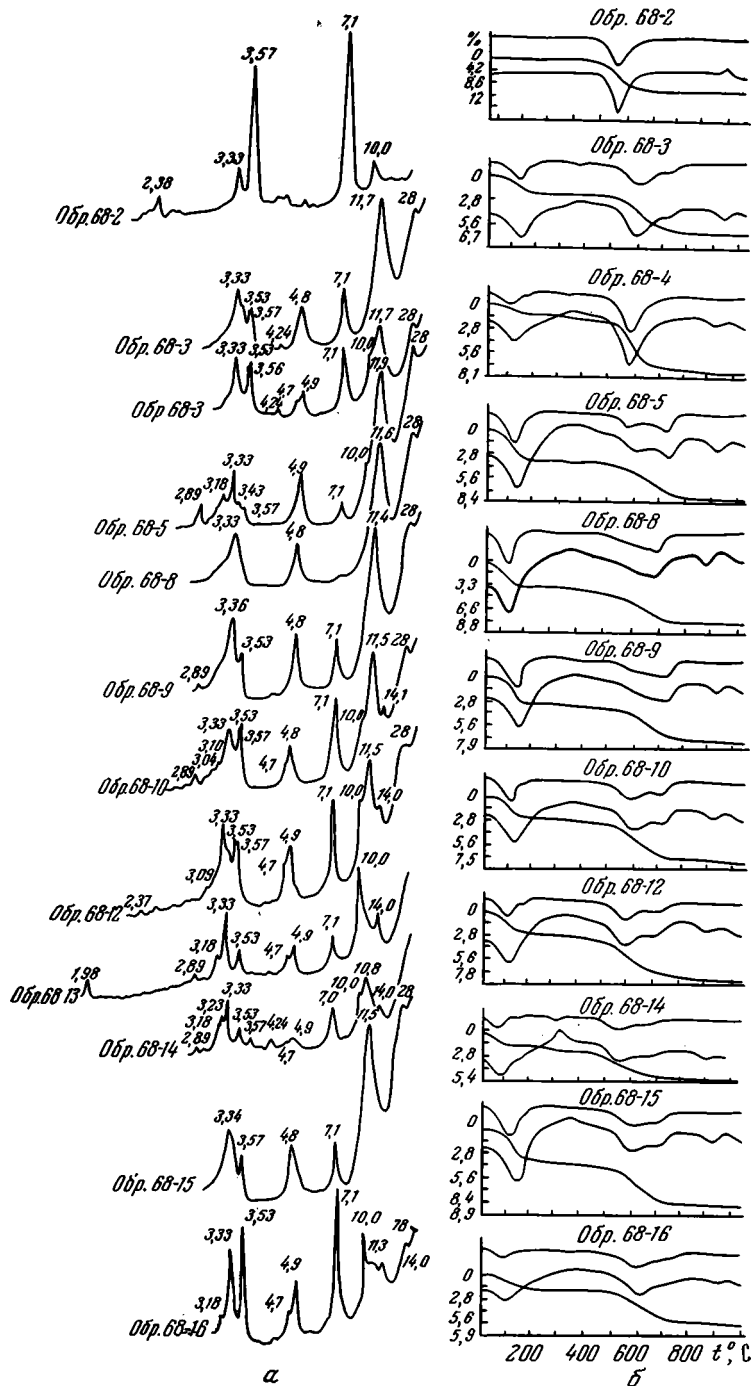
Фиг. 3. Выделения серицитоподобного смешаннослойного минерала слюда-сметитового состава, образующие венцовые и петельчатые микроструктуры

Шлиф, обр. 68-15, $\times 72$, а — без анализатора, б — с анализатором

нистых минералов, слагающих тонкодисперсную фракцию в нижних частях разреза (обр. 68-16), преобладают гидрослюда (серицит) и хлорит.

Развивающийся по плагиоклазу тонкочешуйчатый слюдоподобный минерал, по данным рентгеновского дифрактометрического анализа, в воздушно-сухом состоянии имеет рефлексы со значениями межплоскостных расстояний 10, 4,9, 3,33, 1,98 Å и относится к гидрослюде (фиг. 4).

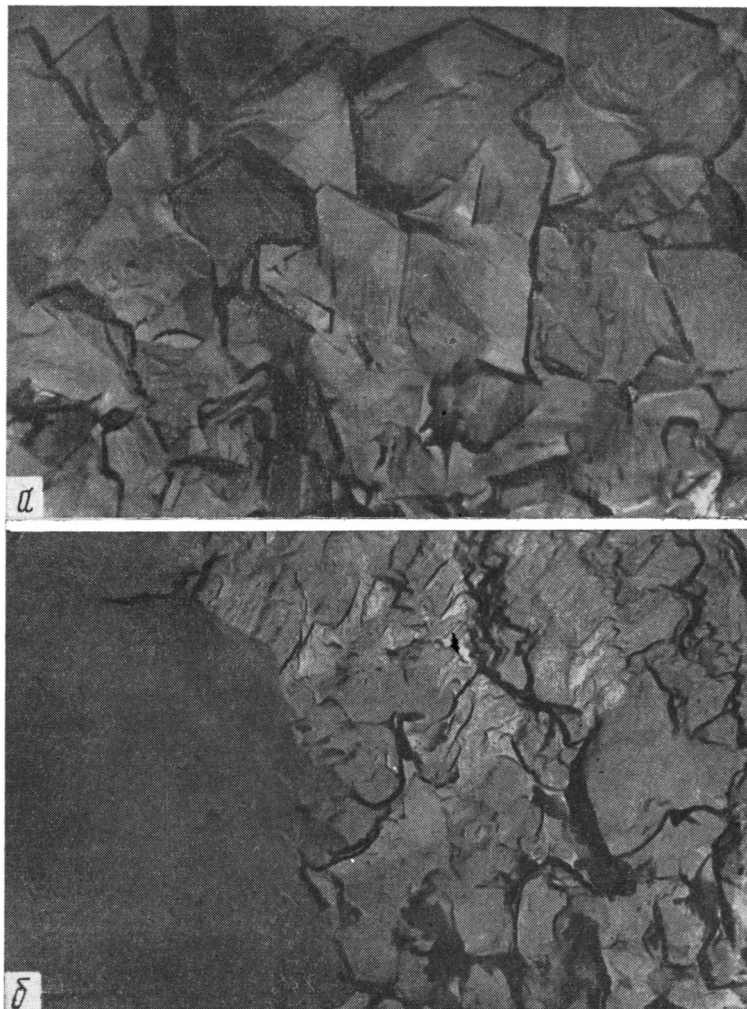
Хлорит на дифрактограмме имеет отражения со значениями межплоскостных расстояний 14,0, 7,0, 4,7, 3,53 Å, и, судя по отношению интенсивностей (002) и (004) к (003), представляет собой железисто-магнезиальную разновидность. Отражение (060) минерала, определенное по порошковой диаграмме, равно 1,53 Å. Как уже отмечалось, хлорит в основном развивает-



Фиг. 4. Фазовый минералогический состав глинистой фракции

а — рентгеновские дифрактометрические кривые воздушно-сухих препаратов; б — дериватограммы

ся по биотиту. По данным электронной микроскопии, он встречается в виде изометричных, хорошо образованных кристаллов гексагонального габитуса (фиг. 5, а). Кристаллы хлорита, образующие псевдоморфозы по биотиту, ориентированы согласно длинной оси листочков биотита.



Фиг. 5. Электронно-микроскопический снимок реплики хлорита образца 68-16

a — участок биотита, замещенного хлоритом, $\times 30\,000$; *б* — прожилок, сложенный хлоритом, $\times 20\,000$

Хлорит встречается в виде самостоятельных выделений, выполняющих микротрещины в породе. В этом случае он образует пачки кристаллов (фиг. 5, б).

Рентгеновским дифрактометрическим анализом в глинистой фракции образца 68-16 кроме диоктаэдрической гидрослюда выделяется серицитоподобный минерал, имеющий в воздушно-сухом состоянии рефлексы со значениями межплоскостных расстояний $\sim 28, 11,3 \text{ \AA}$ и др. (см. фиг. 4, а). Минерал набухает при обработке глицерином и сжимается после прокалывания при 550° . Значения межплоскостных расстояний и их изменения, полученные различным путем, дают основание считать этот минерал смешаннослойным образованием, состоящим из слюдистых и лабильных смектитовых пакетов. Под электронным микроскопом смешаннослойный минерал в обр. 68-16 выделяется в виде тонких изометричных пластинчатых образований со слегка загнутыми краями размером до $0,001 \text{ мм}$ и меньше. Выделения смешаннослойного минерала имеют определенную ориентировку в породе.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния и интенсивности базальных отражений смешаннослойных минералов, насыщенных глицерином

№ образца											
68-15*		68-12		68-10		68-9		68-8*		68-5*	
Å	I	Å	I	Å	I	Å	I	Å	I	Å	I
33,10	35	33,08	35	35,44	25	35,44	37	35,44	40	31,2	30
13,72	37	13,93	27	13,65	18	13,79	33	14,01	35	13,90	32
9,56	65	9,56	48	9,59	37	9,56	67	9,56	65	9,39	51
—	—	—	—	—	—	—	—	7,05	5	—	—
5,37	5	5,36	3	5,37	4	5,36	9	5,40	8	5,41	4
4,72	28	4,72	30	4,72	30	4,72	30	4,72	30	4,69	20
3,99	3	4,03	4	—	—	3,89	2	4,03	4	—	—
3,42	45	3,42	32	3,42	25	3,42	50	3,42	45	3,43	22
3,14	25	3,14	17	3,14	11	3,15	28	3,13	28	3,14	12
2,52	5	—	—	2,52	4	2,51	7	2,53	7	2,51	4
—	—	—	—	—	—	—	—	2,10	1	2,12	1
1,98	17	—	—	—	—	1,98	25	1,98	19	1,98	10

* Рентгенограммы, на основании которых построены функции $\Phi(z)$, по Ю. С. Дьячкову.

Таблица 3

Изменение веса образцов при нагревании по данным дериватографа, к ОПВ

№ образца	Общая потеря веса (ОПВ), %	Температура, °C				
		20—180	180—250	250—650	650—750	750—1000
68-2	12,2	—	—	93,09	7,91	—
68-3	6,7	24,0	6,1	48,20	16,0	4,00
68-4	8,1	14,53	1,73	58,65	13,80	6,90
68-5	8,4	39,96	3,33	19,98	26,64	6,66
68-8	8,8	41,02	7,46	26,10	18,64	7,46
68-9	7,9	35,70	3,57	32,13	24,99	7,14
68-10	7,5	29,84	3,73	40,03	22,38	7,46
68-12	7,8	26,77	3,57	37,48	21,42	8,92
68-14	5,4	25,00	5,00	45,00	15,00	10,00
68-15	8,9	35,88	4,68	37,44	15,60	6,24
68-16	5,9	23,80	4,76	43,12	23,80	4,76

Вверх по разрезу количество глинистых минералов резко возрастает (обр. 68-15). Гранито-гнейсы сменяются биотит-кварц-серицитовой породой.

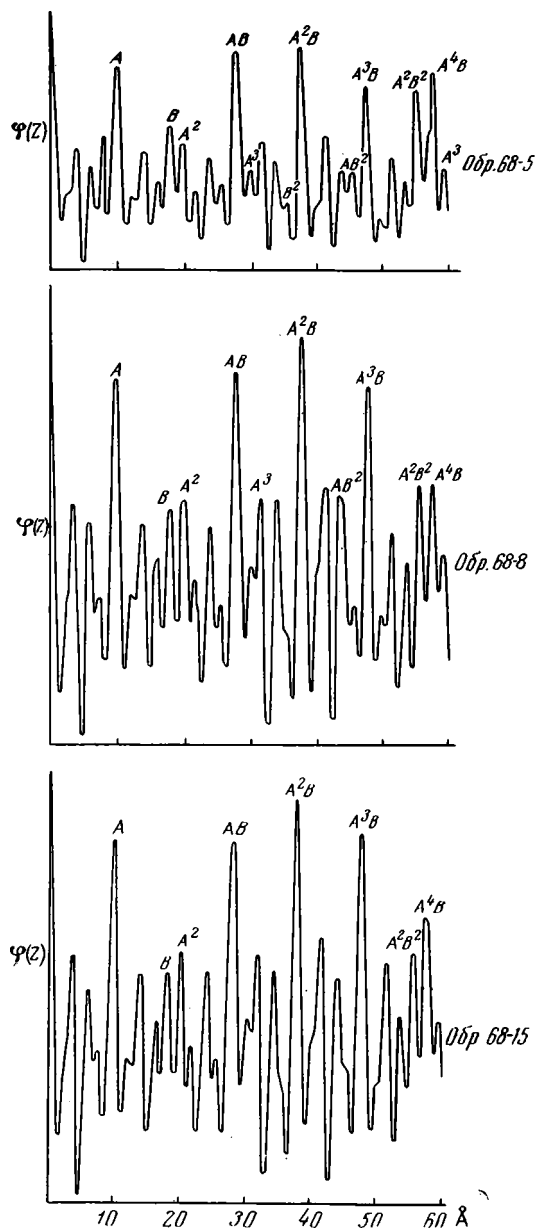
По данным рентгеновской дифрактометрии, глинистая фракция этой породы представлена минералом, дающим в воздушно-сухом состоянии дифракционные максимумы со значениями межплоскостных расстояний $\sim 28, 11,5, 4,8, 3,34$ Å (см. фиг. 4, а). В глицериновом комплексе эти значения изменяются до $\sim 33, 13,7, 3,5$ Å и т. д. (табл. 2). Величина d_{060} минерала — $1,49$ Å, что указывает на его диоктаэдричность. Прокаливанием при 550° значение d/n первого рефлекса минерала уменьшается до 10 Å. Все это свидетельствует о том, что в глинистой фракции породы присутствует смешаннослойный минерал, образованный слюдястыми пакетами мусковитового типа и пакетами смектитового типа. Прямое преобразование Фурье, построенное по значениям межплоскостных расстояний и интенсивностям образования в виде глицеринового комплекса, позволило установить, что смешаннослойный минерал состоит из пакетов слюдястого (А) и смектитового (В) типов с соотношением $A:B \approx 70:30$. Сочетания ВВ в структуре отсутствуют. Преобладают сочетания A^2B и A^3B , сочетаний A^4B меньше (фиг. 6). Таким образом, анализируя функ-

цию $\varphi(z)$, можно считать, что в смешаннослойном минерале слюда-сметитового состава из обр. 68-15 имеется упорядоченность по закону AAB... и AAAB...

На дериватограмме глинистой фракции из этого образца выделяется глубокий эндотермический эффект при 150° , обусловленный удалением слабо связанной воды (фиг. 4, б). Эта реакция сопровождается потерей веса, равной 35,9% от общей потери веса (табл. 3). Эндотермический максимум при 220° указывает на присутствие монтмориллонитовых межслоевых промежутков. Потеря веса в этом интервале температур 4,68%.

При $500-750^\circ$ констатируются два эндотермических пика, соответствующих дегидроксизации трехэтажного слоя. Здесь при растянутой в широком интервале температур более низкотемпературной реакции теряется 37,44% веса, а в интервале $650-670^\circ$ — 15,6% общей потери веса. При более высоких температурах теряется до 6% веса. Дериватографические данные указывают на термические процессы, характерные для образований, состоящих из слюистых и сметитовых компонентов. Несколько более интенсивный эндотермический эффект при 600° может свидетельствовать о небольшой примеси каолинита.

ИК-спектр глинистой фракции обр. 68-15 характерен для слюда-сметитовых образований. Полоса с частотой 3630 см^{-1} относится к валентным колебаниям внутрислоевых групп гидроокислов в слоистых силикатах, широкая полоса с максимумом 3400 см^{-1} принадлежит валентным колебаниям молекулярной межслоевой воды сметитовых пакетов. Это колебание характерно также и для молекулярной сорбированной воды. В области деформационных колебаний

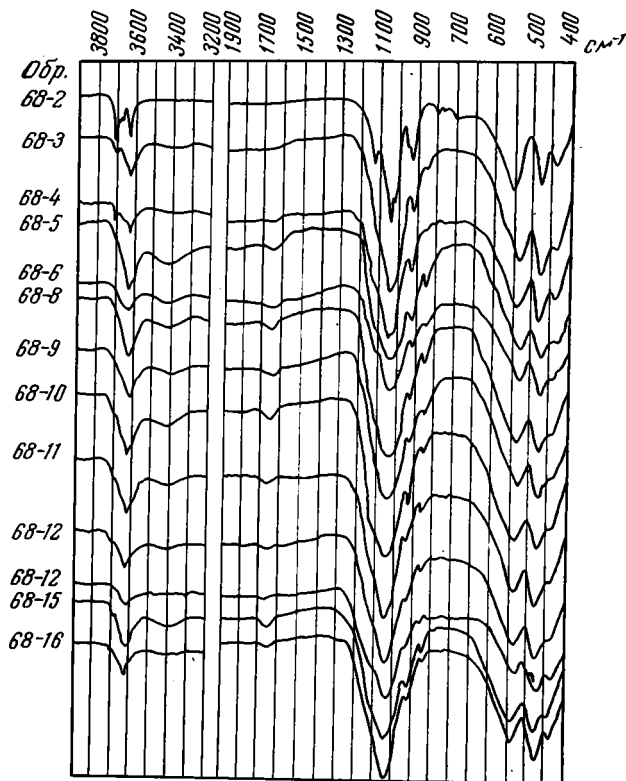


Фиг. 6. Фурье-преобразования смешаннослойных минералов слюда-сметитового состава

молекулярная вода регистрируется полосой с частотой 1645 см^{-1} . Полосы с частотами 453, 530, 925 и 1045 см^{-1} соответственно обусловлены Si—O, Si—O—Al^{IV} (деформационные), O—H—Al, Si—O (валентные) в диоктаэдрических слюистых пакетах. Небольшая полоса с частотой колебания 3700 см^{-1} характерна для каолинита. Последний регистрируется и на рентгendifрактограмме рефлексами со значениями $d/n=7,1$

и 3,57 Å, исчезающими после прокаливания при 550° и на дериватограмме глубоким максимумом около 600° (фиг. 4).

На основании рассмотренных данных рентгенографии, дериватографии и инфракрасной спектроскопии, тонкодисперсная фракция биотит-кварц-серицитовый породы обр. 68-15 состоит из смешаннослойного минерала с небольшой примесью каолинита. Смешаннослойный минерал состоит из слюдистых и смектитовых пакетов, находящихся в соотношении 70:30. Переслаивание пакетов характеризуется тенденцией к упорядочению с периодичностью AAB... и AAAB...



Фиг. 7. ИК-спектрографические кривые глинистой фракции

Основной глинистый минерал тонкодисперсной фракции измененных метаморфических пород в интервале 777,5—785 м (образцы 68-12, 68-10, 68-9, 68-8) — смешаннослойный слюда-смектит с межплоскостными расстояниями ~28, 11,5—11,6, 4,8—4,9, 3,33—3,36 Å и т. д. (фиг. 4, а).

По рентген-дифрактометрическим данным смешаннослойного образования, насыщенного глицерином (табл. 2, обр. 68-8), построено Фурье-преобразование (фиг. 6). Было установлено, что смешаннослойное образование состоит из слюдистого пакета (А) с высотой 10 Å и смектитового (В) — 18 Å. Соотношение слюдистых и смектитовых пакетов 70:30. Сочетания ВВ в структуре отсутствуют. Как и в рассмотренном выше минерале из образца 68-15, здесь преобладают сочетания А²В и А³В. Сочетаний А⁴В меньше. В смешаннослойном минерале из обр. 68-8 также устанавливается тенденция к упорядоченности по законам AAB... и AAAB...

Как видно из фиг. 4, а, глинистая фракция обр. 68-8 складывается исключительно смешаннослойным образованием. В связи с этим оказалось целесообразным проанализировать этот минерал другими методами для получения дополнительной информации о его структуре и свойствах.

Рентген-дифрактометрические исследования разориентированного порошка и электронографические исследования дают картину, характерную для диоктаэдрических слюд полиморфной модификации 1 *Md*.

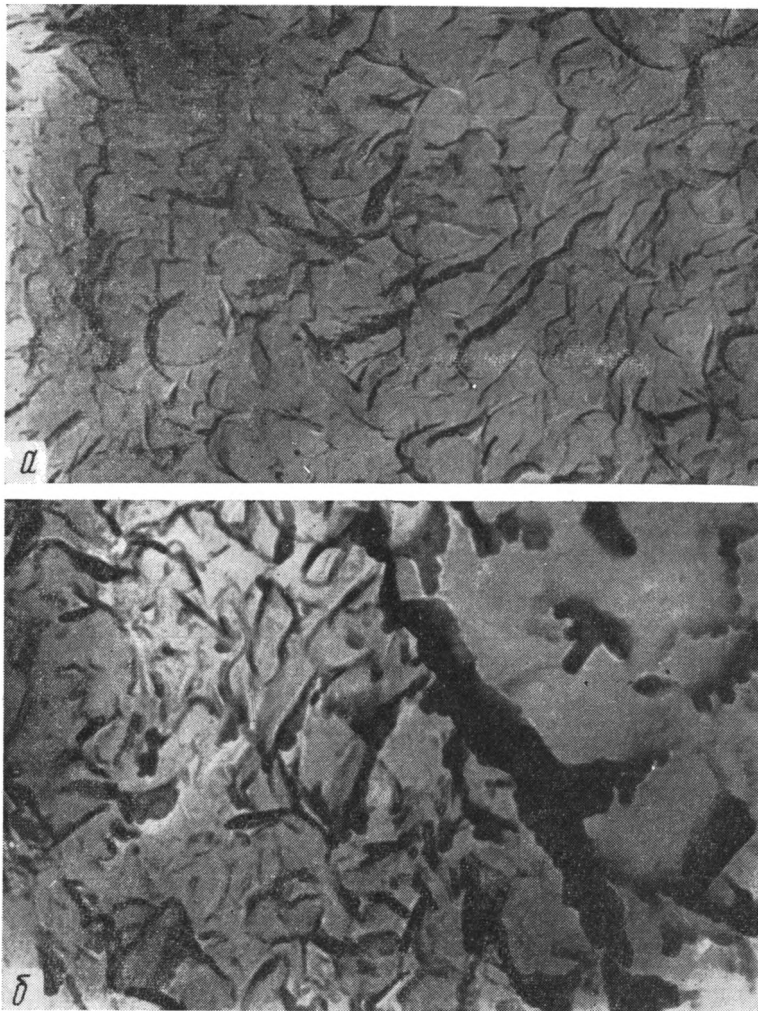
На дериватограмме минерала около 500° имеется глубокий эндотермический эффект, объясняемый удалением слабо связанной воды (фиг. 4, б). Удаление этой воды вызывает потерю веса, равную 41% общей потери веса (табл. 3). При 180—250° выделяется вода смектитовых межслоевых промежутков. При этом потеря веса составляет 7,46%. В этом интервале на дифференциальных кривых потери веса (ДТГ) и нагревания (ДТА) не наблюдается выраженного максимума. Потеря довольно значительных количеств воды из смектитовых межслоевых промежутков осуществляется постепенно. Постепенно возрастающее удаление воды, а также дегидроксилизация трехэтажного слоя и связанная с этим потеря веса наблюдаются при 250—650°. Здесь теряется 26,1% общей потери воды. Максимум приходится на 600°. Дегидроксилизация смектитовых пакетов осуществляется при 650—750°, при этом наблюдается потеря веса, равная 18,6%. Окончательная дегидроксилизация происходит при температуре около 900°, здесь теряется до 7,5% общей потери веса. Значительный эндотермический эффект при 900° свидетельствует о наличии (ОН)-групп, связанных с Mg.

Инфракрасный спектр минерала состоит из полос, характерных для диоктаэдрических слюд, и указывает на присутствие в них молекулярной воды (фиг. 7). Полоса с частотой 3400 см^{-1} относится к валентным колебаниям внутрислоевых групп гидроксильных в структуре слюд. Широкая полоса с максимумом 3400 см^{-1} относится к валентным колебаниям молекулярной воды, которая по своему характеру может быть как сорбционной, так и межслоевой. Как показали дериватографические исследования, в структуре минерала имеется вода, которая выделяется при нагревании около 250°. Эта форма воды более прочно связана, чем сорбционная, и относится к межслоевой смектитовых пакетов. Спектральные полосы с частотами 454, 535, 920 и 1045 см^{-1} характерны соответственно для колебаний Si—O, Si—O—Al^{IV} (деформационные); O—H—Al, Si—O (валентные) диоктаэдрических слюдястых пакетов. Возросшая интенсивность полосы с частотой 535 см^{-1} относительно полосы с частотой 453 см^{-1} , возможно, связана с изоморфизмом алюминия на магний в октаэдрических позициях.

По данным электронно-микроскопических исследований, смешанно-слоистый минерал представляет собой удлиненные тонкопластинчатые кристаллы со слегка загнутыми краями размером до 0,1 $\mu\text{к}$ (фиг. 8). Последние образуют агрегаты, ориентированные в определенном направлении. Агрегаты смешанно-слоистого минерала выполняют тончайшие прожилки в породе, секущие скопления чешуйчатого слюдястого минерала, корродируя его (фиг. 8, б), и зерна кварца.

Таким образом, на основании проведенных исследований установлено, что смешанно-слоистый минерал является диоктаэдрическим полиморфной модификации 1 *Md* и состоит из слюдястых и смектитовых пакетов с соотношением их 70:30. В минерале чередование пакетов характеризуется тенденцией к упорядоченному переслаиванию по закону AAB... и AAAB...

В остальных породах рассматриваемого интервала глубин в глинистой фракции помимо смешанно-слоистого минерала присутствуют небольшие количества гидрослюда, хлорита и каолинита. Каолинит и гидрослюда отмечаются в образцах 68-12 и 68-10, хлорит — в образцах 68-12, 68-11 и 68-9 (фиг. 4, а). Наряду с глинистыми минералами здесь электронно-микроскопическим методом констатируются совершенно не затронутые вторичными процессами изменения кристаллы полевого шпата (по-видимому, микроклина) размером до 3 $\mu\text{к}$.



Фиг. 8. Электронно-микроскопический снимок реплики смешаннослойного минерала слюда-сметитового состава

×20 000, а — общий вид поверхности агрегатов минерала; б — участок прожилка смешаннослойного минерала, секущего серицита (гидрослюда Г)

Выше по разрезу в рыхлой биотит-кварц-серицитовый породе тонкочешуйчатый слюдистый минерал образует псевдоморфозы по биотиту. Рентген-дифрактометрическим анализом установлено, что этот минерал имеет рефлексы со значениями межплоскостных расстояний 10,1, 4,9, 3,37 Å и т. д. Рефлексы широкие, асимметричные. Отношение интенсивностей отражений (001) : (002) = 150 : 20. Величина $d_{060} = 1,53$ Å. Все это позволяет считать чешуйчатый минерал, слагающий листоватые выделения, триоктаэдрической гидрослюдой. ИК-спектр минерала характерен для триоктаэдрического слюдистого образования биотитового типа. Периферийные участки листоватых выделений содержат небольшое количество каолинита.

Основная масса породы состоит из тонкочешуйчатого агрегата серицита и каолинита. Среди тонкочешуйчатой основной массы наблюдаются обильные прожилковые выделения серицитоподобного минерала, его отдельные обособления и лентовидные более крупные кристаллы каолинита. Здесь же встречаются мелкие корродированные и пелитизированные зерна полевых шпатов. Они отличаются от каолинита и серици-

та более низкими цветами интерференции и низким показателем преломления. Отдельные крупные листочки биотита по направлению (001) рассечены тонкими прожилками, сложенными каолинитом. Лентовидные скопления чешуйчатого каолинита иногда обволакивают листочки биотита.

В глинистой фракции породы (обр. 68-5) основным компонентом является смешаннослойный минерал, имеющий на рентгенограмме в воздушно-сухом состоянии рефлексы со значениями межплоскостных расстояний $\sim 28, 11,9, 4,9, 3,33 \text{ \AA}$ (фиг. 4, а). Минерал набухает с глицерином (табл. 2) и сокращается прокаливанием при 550° . Все это дает основание считать, что в структуре минерала принимают участие слюдистые и смектитовые пакеты. Прямое Фурье-преобразование рентген-дифрактометрических данных глицеринового комплекса минерала позволило установить, что смешаннослойное образование состоит из слюдистых пакетов (А) с высотой $10 \text{ \AA}$ и смектитовых (В) — $18 \text{ \AA}$ (фиг. 7). Как и в ранее рассмотренных образцах, минерал из глинистой фракции обр. 68-5 характеризуется соотношением слюдистых и смектитовых пакетов, примерно равным $70:30$, однако в этом минерале $pA:pB$ соответствует $0,65—0,67:0,35—0,33$, т. е. вероятность нахождения смектитовых пакетов несколько выше, чем в смешаннослойных минералах, находящихся в породах нижних горизонтов разреза. При этом структурный тип смешаннослойного минерала остается прежним. Здесь также в структуре отсутствуют сочетания VB и преобладают сочетания A^sB и A^sV . В минерале устанавливается тенденция к упорядоченности по законам $AAB...$ и $AAABV...$

Помимо смешаннослойного минерала в глинистой фракции породы присутствуют гидрослюда и каолинит.

Присутствие каолинита фиксируется на дифференциальной кривой нагревания несколько увеличенным эндотермическим эффектом около 600° и небольшой полосой с частотой 3700 см^{-1} на кривой ИК-спектра (фиг. 4, б, фиг. 7).

В самых верхних частях разреза гидротермально измененных биотитовых гнейсов псевдоморфозы, образующиеся по биотиту, представлены тонкочешуйчатым зеленым минералом (обр. 68-3).

Этот минерал в воздушно-сухом состоянии дает дифракционный спектр из широких асимметричных максимумов со значениями межплоскостных расстояний $10,1, 4,9, 3,37 \text{ \AA}$. Величина d_{060} минерала — $1,53 \text{ \AA}$. Приведенные данные позволяют считать этот минерал триоктаэдрической гидрослюдой.

Глинистая фракция породы (образцы 68-4 и 68-3) состоит из смешаннослойного минерала и каолинита. В виде примеси в обр. 68-4 присутствуют гидрослюда и хлорит (фиг. 4, а).

Смешаннослойный минерал имеет в воздушно-сухом состоянии рефлексы со значениями межплоскостных расстояний $\sim 28, 11,7, 4,8—4,9, 3,33 \text{ \AA}$, разбухающих с глицерином и сокращающихся при прокаливании при 550° . Минерал слюда-смектитового состава. На дериватографических кривых значительный эндотермический эффект $\sim 600^\circ$ указывает на возросшую роль каолинита в глинистой фракции. Потеря веса до $58,65\%$ (общей потери веса) при температуре $250—650^\circ$ косвенно свидетельствует о том, что фракция почти наполовину состоит из каолинита (табл. 3, фиг. 4, б). На ИК-кривых появляется отчетливая полоса с частотой 3700 см^{-1} , обусловленная колебаниями внешних гидроксильных групп в каолините (фиг. 7).

Таким образом, в верхней части разреза гидротермально измененных гнейсов наряду со смешаннослойным минералом слюда-смектитового состава, триоктаэдрической гидрослюдой и хлоритом появляются значительные количества каолинита.

Глинистые минералы коры выветривания гидротермально измененных биотитовых гнейсов. Глинистая фрак-

ция коры выветривания (обр. 68-2) в основном сложена каолинитом, дающим на рентгеновской дифрактограмме отражения с межплоскостными расстояниями 7,1, 3,57 и 2,38 Å. Во фракции присутствует также гидрослюда с $d_{001} = 10$ Å с постепенным спадом интенсивности в сторону малых брегговских углов. Отмеченные особенности дифракционной картины указывают на присутствие в гидрослуде некоторого количества разбухающих монтмориллонитовых пакетов (фиг. 4, а).

Дериватографические исследования показали, что на дифференциальной кривой нагревания фиксируются глубокий эндотермический эффект при 580° и экзотермический максимум ~1000° (фиг. 4, б). Эндотермическая реакция дегидроксидизации сопровождается потерей веса, равной 93% общей потери веса. Экзотермическая реакция, связанная с фазовыми превращениями, не сопровождается изменением веса (табл. 3). Такая термическая характеристика свидетельствует о том, что глинистая фракция примерно на 90% состоит из каолинита.

ИК-спектр фракции также указывает на ее каолиновый состав (фиг. 7). Полосы с частотами 3700, 3680, 3660 и 3630 см^{-1} относятся к валентным колебаниям разных типов гидроксильных групп. Полосы с частотами 1125 и дуплет 1040 и 1020 см^{-1} обусловлены валентными колебаниями групп Si—O в тетраэдрах структуры каолинита. Полоса 925 см^{-1} вызвана колебаниями H—O—Al. К деформационным колебаниям в каолините групп Si—O—Al^{IV}, Si—O относятся полосы 545, 475 и 435 см^{-1} .

Таким образом, в коре выветривания гидротермально измененного биотитового гнейса все ранее сформировавшиеся глинистые минералы замещаются каолинитом. Из диоктаэдрических гидрослуд выносятся часть ионов калия, при этом образуется подобие «распушенной» гидрослуды с монтмориллонитовыми пакетами по периферии кристаллитов.

Обсуждение результатов. Характер метаморфических пород района Укмерге, их минеральный состав и структура свидетельствуют о том, что они претерпели глубокие метасоматические изменения. Это прежде всего микроклинизация, окварцевание, хлоритизация и серицитизация. Видимо, микроклинизация и формирование ортоклаза осуществлялись в более высокотемпературную стадию, чем хлоритизация и серицитизация. Микроклинизация при метасоматических процессах сопровождается окварцеванием. В биотитовых гнейсах Укмерге при наличии микроклина встречаются обособления «свежего» кварца (фиг. 2). Э. А. Багдасаров и др. (1970) относят породы аналогичного состава с порфиробластами микроклина и кварца, а также серицита, развивающегося по платиоклазам, к метасоматитам среднего этапа тектоно-магматического цикла, связанным с разрывными структурами глубинного заложения. По-видимому, в позднем протерозое в связи с интрузией гранитов по глубинным разломам западной части Русской платформы осуществлялось проникновение гидротермальных растворов, приведшее к метасоматическому омолаживанию карелид, представленных биотитовыми гнейсами.

Анализируя взаимоотношения минералов и структуры изученных пород, можно заметить, что наиболее ранним из вторичных слоистых силикатов является хлорит, который замещает биотит. Далее следует серицит, образующийся при разложении полевых шпатов и хлоритовых псевдоморфоз по биотиту. Более поздним минералом, слагающим основную массу разложившейся породы, является серицитоподобный минерал, представляющий собой смешаннослойное образование слюдистых и смектитовых пакетов с соотношением между ними, равным 70:30, тенденцией к упорядочению в переслаивании их по закону ААВ... и АААВ..., где А — слюдистый, а В — смектитовый пакеты. Этот минерал совместно с рудным минералом выполняет микротрещины в породе, а также образует венцовые и гребенчатые выделения в местах, ранее занятых серицитом (фиг. 3). Такая форма выделения смешаннослойного минерала мо-

жет возникнуть при растворении серицита, выносе части ионов калия и кристаллизации здесь же (или, возможно, с небольшим сдвигом) минерала, несколько обедненного калием. Этим минералом является смешаннослойное образование с 70%-ным содержанием слюдистых пакетов. Согласно Д. С. Коржинскому (1955, 1970), возникновение описанных структур и минеральных форм обусловливается действием опережающей волны кислотности метасоматического процесса. По Д. С. Коржинскому, прохождение такой волны через породы приводит сначала к повышению кислотности и выщелачиванию оснований из породы, а затем «с уходом волны — к осаждению выщелоченных оснований преимущественно в трещинах выщелоченных пород, что выражается в латеральной дифференциации вещества на пути восходящих послемагматических потоков» (Коржинский, 1970).

Опережающее действие волны кислотности и кислотное выщелачивание обуславливают также эффект вертикальной зональности действия гидротермального раствора. При кислотном выщелачивании раньше всех растворяются наиболее сильные основания, вслед за ними — более слабые. Осаждение идет в обратном порядке, т. е. сначала осаждаются более слабые основания, например магний и двухвалентное железо, а затем более сильные — калий. Так, если в метаморфических породах, подвергшихся гидротермальному воздействию в районе Укмерге, в нижних горизонтах вскрытой толщи встречаются довольно значительные количества хлорита, развитого по биотиту, и серицита, то в верхних горизонтах этих минералов значительно меньше (фиг. 4, а). В породах нижних горизонтов разреза и на участках, обогащенных микроклином и вторичным кварцем, повсеместно биотит хлоритизирован, в верхних горизонтах наблюдается процесс освобождения хлорита от магния, разрушение бруситового слоя и формирование триоктаэдрической гидрослюда по матрице биотита.

В изученных породах с признаками гидротермального изменения выделяется два парагенезиса минералов.

Для пород в интервале глубин 798—803 м, 785—789 м и на глубине 775 м характерен следующий парагенезис минералов: микроклин, вторичный кварц, хлорит (псевдоморфозы по биотиту и самостоятельные выделения), серицит. Микроструктура этих пород лепидогранобластовая. Порода гнейсовидная, массивная, объемный вес ее 2,3—2,6 (фиг. 1).

В породах средней и верхней частей разреза, охватывающих интервал глубин 766—785 м, отмечается иной парагенезис минералов. Это смешаннослойное образование слюда-сметитового состава с 70% слюдистых пакетов, триоктаэдрическая гидрослюда, хлорит и серицит. Хлорита и серицита значительно меньше, чем в предыдущем парагенезисе, встречаются небольшие количества микроклина и вторичного кварца. Породы менее массивные, их объемный вес 1,5—1,9, местами рыхлые, гнейсовидность выражена довольно отчетливо. Микроструктура реликтовая лепидогранобластовая, в основной массе породы широко развиты жильные, гребенчатые выделения смешаннослойного минерала, образующие венцовые и петельчатые микроструктуры. В толще пород не наблюдается резкой смены минеральных парагенезисов и микроструктур. В горизонтах пород наряду с основными минералами, характерными для первого парагенезиса, встречаются отдельные выделения агрегатов смешаннослойного минерала и отмечаются зачатки венцовых и петельчатых микроструктур.

Выше глубины 765,2 м существенное место среди глинистых минералов занимает каолинит, который спорадически в небольших количествах наблюдается и в породах нижних горизонтов. Мелкочешуйчатый каолинит замещает смешаннослойный минерал, хлорит, триоктаэдрическую гидрослюда, местами образует прожилковые выделения. По отношению ко всем минералам каолинит — наиболее позднее образование, его со-

держание здесь доходит до 50%. Количество каолинита возрастает к верхам метаморфической толщи и в породах самого верхнего горизонта составляет примерно 90% глинистой фракции. Характер выделения и приуроченность к верхним горизонтам пород позволяет считать этот минерал гипергенным, а породы с тонкоагрегатной пелитовой микроструктурой основной массы, содержащие около 80% каолинита,— корой выветривания.

По характеру основного процесса, приведшего к изменению биотитовых гнейсов, породы изученного разреза подразделяются на две генетические группы.

Гидротермальное воздействие глубинных вод, генетически связанных с гранитными интрузиями, привело к метасоматическому изменению биотитовых гнейсов. С разными температурными проявлениями метасоматоза связано формирование (в порядке понижения температуры гидротермального раствора) микроклина, вторичного кварца, хлорита, серицита (диоктаэдрической гидрослюда), смешаннослойного образования слюда-сметитового состава с 70%-ным содержанием слюдистых пакетов и триоктаэдрической гидрослюда.

Гипергенный процесс, приведший к образованию коры выветривания, выражен каолинитизацией.

Работы И. Иямы и Р. Роя (Iiyama, Roy, 1963) и В. А. Франк-Каменецкого и др. (1971) экспериментально доказали возможность синтеза смешаннослойных образований в гидротермальных условиях. В. А. Франк-Каменецкий с сотрудниками показали, что при гидротермальном эксперименте с увеличением в растворе ионов калия синтезируются фазы с большим содержанием ненабухающих слюдистых пакетов, это же явление наблюдается при повышении температуры синтеза.

Такие проявления калиевого метасоматоза, как микроклинизация и серицитизация, осуществлялись при более высоком содержании в растворе ионов калия в более высокотемпературных условиях. Формирование смешаннослойного минерала слюда-сметитового состава относится к действию обедненных калием менее высокотемпературных гидротермальных вод. Кислые термальные воды обогащаются калием, алюминием и кремнием в результате растворения серицита (гидрослюда полиморфной модификации $2M_1$), ощелачиваются и становятся средой, из которой синтезируется смешаннослойный минерал полиморфной модификации $1Md$ с 70%-ным содержанием слюдистых и 30%-ным — набухающих пакетов. Порядок чередования слюдистых (А) и сметитовых (В) пакетов, определенный методом прямого Фурье-преобразования, синтетического смешаннослойного образования характеризуется тенденцией к упорядочению по законам ААВ... и АААВ...

Помимо описанного нами способа формирования слюда-сметитового смешаннослойного минерала с тенденцией к упорядоченному переслаиванию пакетов в литературе имеются данные о других способах его образования.

М. А. Ратеев и Б. П. Градусов (1970) изучили фазы преобразования андезито-трахитовых туфов под действием гидротермальных растворов в районе Асканского бентонитового месторождения и установили, что при действии калийсодержащих термальных вод на основную стеклокластическую пеплово-туфогенных пород осуществлялся синтез гидрослюд. С понижением температуры раствора вследствие его удаления от материнского очага осуществлялось его обеднение ионами калия. Действие такого гидротермального раствора на стеклокластическую приводило к образованию смешаннослойных минералов слюда-сметитового состава.

В. Д. Шутов, В. А. Дриц и Б. А. Сахаров (Chutov et al., 1969) установили другой тип формирования смешаннослойных образований слюда-сметитового состава. При изучении эпигенетического изменения монтмориллонита, развитого по кислой стеклокластике угленосных от-

ложений Караганды, методом Фурье-преобразования вскрыт трансформационный ряд изменения от монтмориллонита до гидрослюда через смешаннослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Промежуточные смешаннослойные образования в зависимости от глубины залегания и, следовательно, соответствующей смены термодинамических условий отличаются содержанием слюдистых пакетов и характером переслаивания межслоевых промежутков монтмориллонитового и слюдистого типов. При прогрессирующем с глубиной эпигенезе и высвобождении ионов калия из калийсодержащих терригенных минералов и обогащении ими поровых растворов осуществляется аградация монтмориллонита. В условиях эпигенеза формируются смешаннослойные образования с отчетливо выраженной тенденцией к упорядоченности в переслаивании слюдистых и монтмориллонитовых пакетов и образованию упорядоченной структуры типа К-ректораита.

В. И. Муравьев и Б. А. Сахаров (1971) промоделировали этот процесс в лабораторных условиях.

А. Г. Коссовская (1966) при корреляции типов смешаннослойных минералов с геологическими обстановками впервые указала на возможность гидротермального происхождения смешаннослойных минералов слюда-сметитового состава.

В. Н. Разумова (1970, 1971) придает большое значение гидротермальным процессам при формировании рыхлых зон изменения кристаллических пород, сложенных глинистыми минералами.

В последнее время благодаря применению совершенных методов диагностики глинистых минералов, машинной математической обработки рентген-дифрактометрических аналитических данных, выявлению структурных особенностей отдельных минералов, в лаборатории минералогии осадочных пород ГИН возникло направление изучения индивидуальной истории минералов в различных физико-химических и термодинамических условиях, т. е. в разных геологических обстановках (Коссовская и др., 1963; Шутов и др., 1966; Коссовская, 1966; Shutov, et al., 1969, Коссовская, Дриц, 1970; Eroshchev-Shak, 1970; Коссовская, Дриц, 1971; Коссовская и др., 1971).

Выводы. 1. Метаморфические породы, слагающие кристаллический фундамент северо-западного склона Мазурско-Белорусской антеклизы в районе Укмерге, представляют собой биотитовые гнейсы, метасоматически измененные гидротермальными растворами.

2. Синтетический смешаннослойный минерал слюда-сметитового состава с соотношением слюдистых (А) и сметитовых (В) пакетов, равным 70 : 30, и порядком чередования их по закону ААВ... и АААВ... формировался в результате растворения серицита при действии гидротермальных вод опережающей волны кислотности и осаждения его компонентов в трещинах и полостях выщелачивания с образованием характерных венцовых и петельчатых микроструктур.

3. Триоктаэдрическая гидрослюда формировалась в результате трансформации хлорита под действием калийсодержащих гидротермальных растворов.

4. Верхняя пятиметровая толща представляет собой кору выветривания гидротермально измененных биотитовых гнейсов, глинистая фракция которой почти полностью сложена каолинитом.

ЛИТЕРАТУРА

- Багдасаров Э. А., Василевский М. М., Казинин Ю. В., Москалева С. В., Рудник В. А., Рундквист Д. В., Суслов Г. И., Черепанов В. А. Метасоматизм и его место в истории геологического развития Земной коры.— В сб.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970.
- Васильев В. А. Древние коры выветривания кристаллического фундамента Южной Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1969.

- Дьяконов Ю. С. О прямой расшифровке рентгенограмм смешаннослойных минералов при помощи методов преобразования Фурье.— В сб.: Рентгенография минерального сырья, 1962, вып. 1.
- Дьяконов Ю. С. Структурные особенности смешаннослойных образований, возникших при адсорбции калия вермикулитами и при выносе его из слюд.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1966, вып. 6.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов.— В сб.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970.
- Коссовская А. Г., ШUTOB В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород.— В сб.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Коссовская А. Г. Типизация и генетическое значение смешаннослойных минералов глин.— В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А. О гидрослюдах осадочных пород.— В сб.: Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М., «Наука», 1970.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород.— В сб.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Соколова Т. Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фашиально-климатических обстановках.— В сб.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Муравьев В. И., Сахаров Б. А. Экспериментальное моделирование эпигенетической гидрослюдизации монтмориллонита.— В сб.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Разумова В. Н. Кора выветривания и гидротермальные образования Батумского побережья Кавказа.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2.
- Разумова В. Н. Гидротермальные монтмориллонитовые глины как материнские породы коры выветривания Черноморского побережья Аджарии.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, т. 10 (1).
- Ратеев М. А., Градусов Б. П. Структурные фазы преобразования андезитотрахитовых туфов в зоне гидротермального сульфидного оруденения.— Литол. и полез. ископ., 1970, № 1.
- Трубина К. Н. Западный блок Русской платформы.— В сб.: Додевонские коры выветривания Русской платформы. М., «Наука», 1969.
- Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Гидротермальный синтез смешаннослойных образований в системе каолинит — хлориды К, Na, Са, Mg под давлением.— В сб.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- ШUTOB В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А. Генетическая интерпретация полиморфизма минералов каолининовой группы в осадочных породах.— В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Eroshchev-Shak V. A. Mixed-Layer Biotite-Chlorite Formed in the course of local epigenesis in the weathering ckugt of a biotite chess.— Sedimentology, 1970, № 15, pp. 115—121.
- Jiyama J. T., Roy R. Controled synthesis of heteropolytypic (mixed-layer) clay minerals.— Clay and clay miterals, 10th Conf., Pergamon Press, 1963.
- Shutov V. D., Drits V. A., Sakharov B. A. On the mechanism of a postsedimentary transformation of montmorillonite into hidromica.— Proceedings of the International Clay Conference, 1969, Tokyo, Jeraele Universities Press. Jerusalem, 1969.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
28.IV.1971

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.311.7(470.6)

О КЛАСТИЧЕСКИХ ДАЙКАХ В ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Ю. Д. ЯНУШЕВИЧ

В геологической литературе, посвященной Кавказу, до настоящего времени отсутствуют сведения, касающиеся секущих тел осадочного происхождения. Лишь краткое упоминание о так называемых, нептунических дайках, представляющих жилы песчаников, секущих нижнечокрацкие молассовые глинистые отложения Дагестана, мы находим в работе Н. Б. Вассоевича (1953).

При проведении детальных геологических исследований на южном склоне Северо-Западного Кавказа в 1965—1969 гг. нами впервые были изучены дайкообразные тела песчаников и туфов, секущие сеноманские и палеоценовые флишевые отложения Лазаревской и Чвежипсинской структурно-фациальных зон (Хаин и др., 1962). По месту нахождения они могут быть отнесены к двум группам: Волконской и Дагомысской.

Волконская группа дайкообразных тел расположена южнее пос. Волконского, в 400 м к северо-западу от устья одноименного ручья. Здесь, в 50-метровом уступе морской террасы, на протяжении почти 200 м обнажаются субфлишевые отложения свиты пауков сеноманского возраста, участвующие в строении южного крыла субширотной антиклинали. Они представляют чередующиеся слои черных аргиллитов и зеленоватых алевролитистых мергелей мощностью 0,1—0,3 м с серыми кварцевыми и зеленоватыми туфогенными песчаниками мощностью 0,01—2 м. Падение слоев 15—20° на СВ. Породы разбиты густой сетью субмеридиональных трещин и малоамплитудных сбросов. К некоторым разрывам и приурочены секущие тела туфогенных песчаников, туфов и туффитов, слагающих две сравнительно крупные структуры, обладающие весьма сложными очертаниями.

Первое тело расположено в западной части рассматриваемого обнажения. Оно представляет пласт туфогенных песчаников, мощностью 0,4—1 м, изогнутый в лежащую антиклинальную складку, вытянутую субширотно на 25 м с размахом крыльев, увеличивающимся к западу от 1,5—2 вблизи замка до 10—12 м. Верхнее крыло этой складки пологоволнисто, под углами 10—20° пересекает слои без видимого их смещения (которые и далее продолжают во внутренней части дайковой структуры), постепенно сливаясь с литологически аналогичными отложениями вмещающей толщи. Нижнее крыло, напротив, имеет на всем своем протяжении прямолинейные границы, согласные со слоями.

В 10—12 м к востоку от замка описанной складки расположена другая, извилистая, крутопадающая, четковидная жилка, сложенная

туфами и туффитами. Протяженность ее около 20 м с колебанием мощностей от 10—15 см до 1 м в линзовидных, коленообразно изогнутых раздувах. Внизу жила разветвляется, и от ее основного, несколько изогнутого к востоку, ствола отходят три субгоризонтальные жильные ответвления длиной 1,5; 3,2 и 4,5 м, которые постепенно сужаются от 0,4 до 0,1 м в поперечнике.

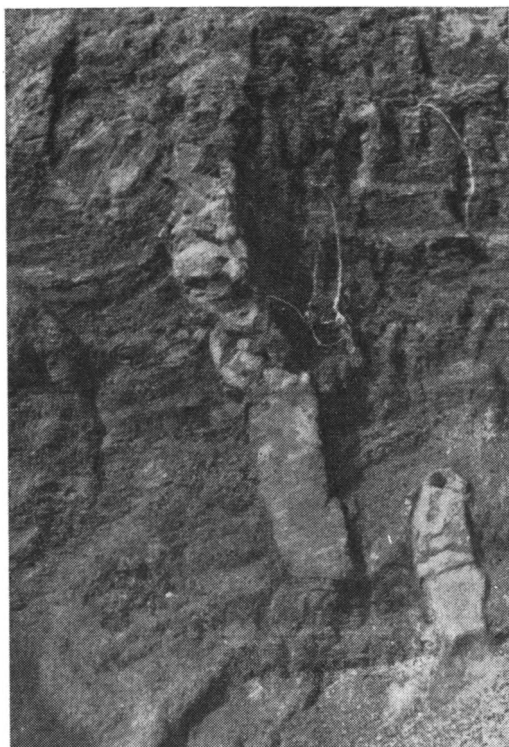
Секущие тела создают в целом вид довольно сложно дихотомизирующей структуры, усложненной многочисленными разрывами, не имеющей корней и перекрытой ненарушенными слоями вмещающих пород. Последние испытывают линзовидные раздувы с колебанием мощностей от 0,5 до 2—3 м, что не является характерным для сеноманских отложений Лазаревской зоны. Для секущих тел характерна шаровидная форма выветривания, особенно хорошо выраженная в их расширенных местах.

Приконтактные зоны секущих тел не несут видимой гидротермальной переработки. В них наблюдаются мелкие (1—3 см) обломки глинистых мергелей и аргиллитов, обладающих некоторой упорядоченной, возможно флюидальной, ориентировкой. К описанной группе относятся также две жилы сильновыветрелых туфогенных песчаников мощностью 15—17 см и протяженностью до 3 м, расположенные на правом берегу ручья Волконского, в 300 м выше его устья (фигура).

Секущие жилы песчаников второй, Дагомысской группы, отмечены в двух пунктах: в нижнем и среднем течении р. Дагомыс Западный, в поле развития палеоценовых осадков свиты горячего ключа. Эти осадки представляют ритмичное переслаивание аргиллитов и глинистых мергелей мощностью 0,1—1 м с прослоями полимиктовых песчаников в 20—30 см и слагают крылья обширной синклинали общекавказского простирания. В низовьях р. Дагомыс Западный, на его левом берегу у северной окраины пос. Дагомыс, в днище долины наблюдается серия небольших, кулисообразно размещенных жил полимиктовых песчаников мощностью 1—12 см и протяженностью 1—3 м. Они отличаются простыми, прямолинейными очертаниями, сужаясь к окончаниям до нескольких миллиметров, и так же, как и описанные выше секущие тела, приурочены к зоне субмеридиональных разрывов.

Довольно простым строением характеризуются и две секущие жилы песчаников, расположенные в среднем течении той же реки в левобережном 12-метровом уступе речной террасы, вблизи северной окраины пос. Волковского.

Эти жилы, в отличие от всех ранее описанных, расположены в полосе прохождения разлома северо-западного простирания. Они пронизывают



Вертикальные жилы туфогенных песчаников, секущие сеноманские отложения (фото В. Ф. Безрукова)

вмещающие породы под углом 50—60°, частично изгибаются книзу и выклиниваются у кровли прослоя песчаника, протягивающегося у подножия эрозионного уступа.

Видимая протяженность секущих жил около 6—7 м, а их мощности не более 5—10 см. Жилы разбиты многочисленными трещинами и мелкими сбросами, в результате чего местами можно видеть их сдвоенные мощности.

По данным М. Г. Ломизе, проводившего петрографические исследования образцов горных пород из всех указанных выше секущих тел и вмещающих толщ, отмечается известная идентичность жильных образований со слоями зернистых осадков. Так, дайкообразные и жильные тела Волконской группы сложены туфогенными песчаниками, псаммитовыми туфами и туффитами андезитового состава, в которых отмечаются зерна глауконита и раковины фораминифер.

Секущие жилы, очевидно, можно отнести к так называемым нептуническим дайкам, формирование которых происходило в результате заполнения слабоуплотненным песчаным и пирокластическим материалом полостей разрывных нарушений, испытавших частичные растяжения.

В результате последующих тектонических дислокаций секущие тела претерпевали значительные структурные изменения, что в ряде случаев и определило их сложные современные очертания. Дайкообразные и жильные образования сложены исключительно песчаниками и туфами, в то время как более пластичные породы представлены в них лишь небольшими включениями.

Отмеченные соотношения, по-видимому, могут быть объяснены избирательной способностью седиментации при образовании описанных структур. Во всяком случае особенности структурных взаимоотношений секущих и вмещающих пород исключают «отжатие» пластичных пород из приразломных полостей в результате последовавших за их заполнением тектонических дислокаций.

В заключение следует отметить, что описанные секущие тела имеют значительное распространение в мезозойско-кайнозойских отложениях Северо-Западного Кавказа, а возникновение их, очевидно, связано с определенными моментами активизации тектонических движений. После написания настоящей статьи нами были обнаружены секущие песчаники в позднеолигоценовых и миоценовых отложениях сочинской и адлерской свит, в низовьях р. Кудепсты и в междуречье Мзымты — Псоу.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. О некоторых флишевых текстурах (знаках).—Тр. Львовск. геол. о-ва. Сер. геол., № 3, Львов — Харьков, 1953.
- Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Борукаев Ч. Б., Ломизе М. Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа (в связи с перспективами нефтегазоносности). М., Гостоптехиздат, 1962.

Севкавгеолуправление
Сочи

Дата поступления
1.IX.1970

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

О СБОРНИКЕ «БЕНТОНИТОВЫЕ ГЛИНЫ ПОВОЛЖЬЯ»

В. И. ЛЕБЕДИНСКИЙ, Л. П. КИРИЧЕНКО

Хотя глины по сравнению со многими полезными ископаемыми широко распространены, легко добываются и дешевы, все же их значение в ценностном выражении значительно больше, чем это представляется при первом взгляде. Наглядным подтверждением сказанному служат данные по экономике США за 1963 г. Из них видно, что стоимость добытых глин (180 млн. дол.) больше общей стоимости таких ценных металлов, как золото, серебро и свинец (151 млн. дол.)¹. В последнее 10-летие обострился интерес к бентонитовым глинам — ценному и пока что сравнительно редкому типу минерального сырья. Это нашло свое выражение и в публикации большого числа статей и ряда монографий, посвященных различным аспектам геологии месторождений бентонитовых глин, их минеральному составу, генезису и возможностям применения в народном хозяйстве.

Новым существенным пополнением наших знаний о бентонитовых глинах служит сборник «Бентонитовые глины Поволжья», ч. II (Труды Казанского геологического института Министерства геологии СССР, 11,75 п. л., 1970 г.).

Поволжье — один из пяти крупных бентонитовых районов СССР, в котором в 1966 г. было добыто 546 тыс. т бентонитового сырья, что составляет 38% общесоюзной добычи, а запасы равны 42% общих запасов страны.

Уже только эти экономические показатели свидетельствуют о важности сведений по бентонитам Поволжья и оправдывают публикацию названного сборника. Если же к этому прибавить, что он содержит проблемные статьи о состоянии и перспективах роста запасов бентонитовых глин, генетических типах этого полезного ископаемого и закономерностях его размещения в СССР и за рубежом, становится очевидным большое значение труда казанских геологов, выходящее за рамки регионального.

В сборнике отчетливо выделяются три группы статей. Первая охватывает проблемные статьи Н. В. Кирсанова о состоянии запасов бентонитового сырья в СССР, возможностях их увеличения и генетических типах месторождений. К ним примыкает статья А. И. Башлева о перспективах бентонитоносности востока Европейской части СССР и С. П. Шоболова о размещении монтмориллонитовых глин за рубежом. Вторая, более обширная группа статей (авторы Н. В. Кирсанов, А. И. Башлев, А. А. Сабитов, И. И. Зайнуллин, В. М. Кашлев, С. Н. Беляев, П. Н. Залезняк и др.), посвящена геолого-минералогической характеристике ряда месторождений бентонитовых глин Поволжья и возможностям выявления новых. Третья группа статей охватывает вопросы улучшения технологических свойств бентонитов и их использования (авторы Ф. Х. Хазиахметов, П. Н. Залезняк, С. Н. Беляев, Н. М. Лебедева, Н. В. Евдокимова, В. В. Польшинский, Ф. И. Котик и др.). Комплексный характер сборника, включающего результаты геологических, геолого-экономических, физико-химических и технологических исследований, данные об использовании бентонитов в промышленности и сельском хозяйстве придают ему законченность и практическую направленность.

До последнего времени в обширной литературе по бентонитам СССР не было работ, в которых освещалось бы состояние запасов этого сырья по стране в целом, проводился анализ его использования и определялись перспективы добычи. Именно этим актуальным вопросам посвящена статья Н. В. Кирсанова «Бентонитовые глины СССР». Из нее читатель узнает о далеко неблагоприятном географическом размещении разведанных месторождений бентонитового сырья, крупные промышленные запасы которого

¹ Данные из статьи В. П. Петрова в сборнике «Глины, их минералогия, свойства и практическое значение». М., «Наука», 1970.

имеются в Поволжье, западных и центральных областях УССР, Закавказье, Казахстане и Средней Азии, небольшие — в Восточной и Западной Сибири, Крыму и на Северном Кавказе. Пока не установлены месторождения бентонитов в Северо-Западном, Центральном, Центрально-Черноземном, Уральском, Прибалтийском, Белорусском, Молдавском и Дальневосточном районах.

Очень существенно, что неблагоприятное географическое размещение промышленных месторождений бентонитового сырья сдерживает добычу и переработку его, далеко не покрывающие потребности народного хозяйства. В 1967 г. было добыто около 1,5 млн. т бентонитовых глин при общей потребности около 3,4 млн. т. Этот крупный дефицит был отчасти покрыт за счет ввоза глинопорошка и активированного бентонита из Италии, Чехословакии и Венгрии.

Любопытны сведения о структуре потребления бентонитов. Начиная с 1964 г., основным потребителем бентонитового сырья стала строительная промышленность, использующая щелочно-земельные разности глин для производства высококачественного керамзита (в 1975 г. эта доля потребления составит около 45%). Второе место по потреблению бентонита принадлежит буровой технике (около 24% в 1975 г.). Далее идут литейное производство и изготовление железобетонных окатышей (примерно по 13%). На долю бентонитов как осветлителей и очистителей пищевых масел, вод и вина, в недавнем прошлом главного потребителя этого сырья, на 1975 г. планируется всего около 1%.

Эти данные свидетельствуют о необходимости в короткие сроки разрешить проблему бентонитового сырья в СССР. Решение ее возможно путем увеличения запасов и повышения категориальности их в уже известных месторождениях и выявления новых в необеспеченных районах. Эта задача может быть решена на основе знаний о генезисе бентонитовых глин, палеогеографических и стратиграфических закономерностях размещения их месторождений.

Именно этому вопросу посвящена вторая статья Н. В. Кирсанова «Генетические типы и закономерности размещения бентонитовых глин в СССР». Предложенная в ней классификация генетических типов бентонитовых глин является развитием более ранней (1964 г.). Она основана на огромном фактическом материале советских и зарубежных исследователей, по ряду позиций близка к взглядам, развиваемым Г. А. Мачабели и другими грузинскими учеными.

Н. В. Кирсанов выделяет следующие генетические типы бентонитовых глин: элювиальные — остаточные; вулканогенно-осадочные, образовавшиеся путем подводного преобразования вулканических пеплов и туфов; гидротермальные; переотложенные (вторичные) — осадочные с подтипами, возникшие путем перемыва кор выветривания изверженных и вулканогенных пород, переотложения бентонитовых глин элювиального и гидротермального происхождения, возникшие за счет переотложения продуктов разрушения осадочных пород.

Эта классификация говорит об отходе от традиционных представлений о генезисе бентонитовых глин только как элювиальных образований коры выветривания и как продуктах изменения вулканокластического материала на дне водоемов.

Принимая в целом эту классификацию, нужно сделать несколько замечаний. Неточно название второго генетического типа бентонитовых глин, выделенного под именем вулканогенно-осадочного. Ведь автор имеет в виду накопление не вообще вулканического материала, а пирокластического и, что еще существеннее, изменение его процессами гальмиролиза. Поэтому, на наш взгляд, правильнее говорить о туфогенно-осадочном, а еще лучше — гальмиролитическом типе бентонитовых глин.

Мы не удовлетворены названием гидротермальной группы месторождений. Дело в том, что в этом случае возникновение бентонитовых глин связывается с гидротермальным изменением вулканических пород и их туфов. Но гидротермально-метасоматические изменения в вулканических районах (а именно в них проявился этот тип глин) связаны с поствулканической фумарольно-сульфатарной деятельностью. Поэтому гидротермальные бентонитовые глины Н. В. Кирсанова, по нашему мнению, целесообразно переименовать в поствулканические, т. е. образовавшиеся путем поствулканической переработки лав и пирокластов.

Рассматриваемая генетическая классификация бентонитовых глин имеет также большое практическое значение, поскольку установление переотложенного типа бентонитовых глин значительно расширило перспективные территории и дало основание искать это полезное ископаемое не только в горных районах и примыкающих к ним площадях, но и на обширных равнинах. Именно новый подход к оценке бентонитовости дал основание для поисков бентонитовых глин в Поволжье, увеличившихся открытием крупных месторождений бентонитовых глин в Татарской АССР.

Обширный материал по перспективам выявления бентонитового сырья на востоке Европейской части СССР обобщен в статье А. И. Башлева. На этой территории представлен только переотложенный тип бентонитовых глин, точнее глин платформенного типа, образовавшихся путем переотложения и диагенетического изменения аллотигенного материала и раскристаллизации коллоидно-дисперсных продуктов разрушения осадочных пород. Анализируя геологию и минеральный состав осадочных толщ от рифея до неогена, А. И. Башлев пришел к выводу, что наиболее перспективными на бентониты являются плиоценовые (акчагыльские), эоцен-олигоценные и нижнемеловые отложения востока Европейской части СССР. К сожалению, рассматривая этот вопрос,

А. И. Башлев оставил без внимания палеогеографическую обстановку, в частности не указал области размыва и особенности их минерального состава.

Статья С. П. Шоболова посвящена характеристике бентонитовых глин за рубежом. Обзор месторождений сделан по стратиграфическим группам, начиная с палеозойской, содержит краткие, иногда довольно полные данные по геологическому строению месторождений, об их минеральном и химическом составе, условиях разработки и применении глин.

Статьи второй группы сборника насыщены обширным фактическим материалом полевых и лабораторных исследований. Поскольку казанские геологи владеют значительными данными по перетолженным бентонитам, в дальнейшем желательно углубить характеристику главного породообразующего минерала — монтмориллонита. Важно установить, в частности, соотношение между его структурой и кристалломорфологическими особенностями, имея в виду вероятные различия между монтмориллонитами терригенного и аутигенного (коллоидного) происхождения.

В целом сборник «Бентонитовые глины Поволжья» является интересным трудом, в котором проблема бентонитовых глин рассматривается всесторонне, с достаточной полнотой и практической направленностью. Сборник по широте и глубине поставленных вопросов выходит далеко за пределы одного региона и имеет более широкое значение.

Институт минеральных ресурсов
Симферополь

Дата поступления
7.IV.1971

ХРОНИКА

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС В МОСКВЕ

В. Н. ХОЛОДОВ, А. А. МИГДИСОВ

С 20 по 24 июля 1971 г. в Москве, в здании МГУ, по инициативе Академии наук СССР и Международной ассоциации геохимии и космохимии (IAGC), при участии ЮНЕСКО был созван первый Международный геохимический конгресс. Организатором конгресса был Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР во главе с акад. А. П. Виноградовым.

В работе конгресса приняли участие представители 25 стран; особенно многочисленными были делегации США, Канады, ФРГ, Франции, ГДР, Болгарии и ЧССР. Общее число участников и гостей конгресса достигло 2000 человек.

20 июля, под председательством проф. Ж. Вийара (Франция) и вице-президента АН СССР акад. А. П. Виноградова состоялось открытие конгресса.

С приветствиями в адрес участников конгресса выступили: председатель Оргкомитета акад. А. П. Виноградов, проф. Ж. Вийар, Генеральный секретарь IAGC проф. К. Сугавара, заместитель председателя Государственного Комитета по науке и технике при Совете Министров СССР акад. В. А. Трапезников и заместитель председателя Моссовета В. П. Исаев. Было зачитано приветствие Председателя Совета Министров СССР А. Н. Косыгина.

На первом пленарном заседании выступил А. П. Виноградов (СССР); его доклад был посвящен проблеме высокотемпературных протопланетных процессов. Докладчик показал, что метеориты и планеты образовались в результате дифференциации вещества в стадии первичного газо-пылевого облака.

В дальнейшем на трех пленарных и 22 секционных заседаниях было заслушано много докладов, в которых рассматривались различные проблемы современной геохимии.

Геохимии осадочных процессов были посвящены 7 пленарных докладов и 51 секционное сообщение, которые группировались вокруг восьми основных проблем: общие вопросы осадочной геохимии; геохимия процессов выветривания; исследования полей устойчивости аутигенных минералов; геохимия современных осадков; геохимия процессов диагенеза и катагенеза; геохимическая роль органического вещества; геохимия галогенеза.

В докладе А. В. Сидоренко и др. (СССР) были проанализированы основные особенности геохимии гипергенеза раннего докембрия. Как показали эти исследования, важнейшие факторы гипергенных процессов, такие, как органическое вещество, свободный кислород атмосферы и химизм поверхностных вод, определяли облик процессов выветривания, начиная с древнейших времен. Авторы доказывали, что сходные условия осадкообразования существовали на всем протяжении обозримой геологической истории Земли.

Иной подход к эволюции процессов был отражен в докладе А. Б. Ронова (СССР). Хотя основные действующие факторы осадочных процессов, по мнению докладчика, сохранялись на протяжении всей геологической истории Земли, масштаб их проявления, интенсивность и относительная роль закономерно менялись во времени. А. Б. Ронов подробно описал важнейшие стратиграфические рубежи, оставившие следы в эволюции процессов осадкообразования.

Р. Фолинсби (Канада) в своем докладе дал анализ эволюции процессов рудообразования в докембрии. Он связывает возникновение докембрийских металлогенических эпох как с изменением внешних условий (состав атмосферы, соленость океана), так и с интенсивностью глубинных процессов (магматизм, вулканизм).

К. Г. Ведеполь (ФРГ) привел данные, свидетельствующие о поступлении в осадочные породы легко летучих элементов, выделяющихся в результате метаморфизма более древних толщ.

В. А. Гриненко и др. (СССР) рассмотрели геохимический цикл серы и ее изотопов. Полученные данные привели к выводу, что процессы дегазации мантии и региональный метаморфизм вызывают накопление серы и особенно S^{34} в стратиферии и океане.

Методическую направленность носил доклад Х. Нильсена (ФРГ), который разработал новую статистическую модель; в ней учитывалось изменение интенсивности таких процессов, как выветривание и сносы с континента, биогенная сульфатредукция, образование эвапоритов и др.; были вычислены вероятные кривые изменения среднего изотопного состава серы Мирового океана, суши и осадочных сульфидов за последний 1 млрд. лет истории Земли.

И. Пилот и др. (ГДР) изучили соотношение изотопов серы, кислорода и углерода в сульфатных и карбонатных минералах различных геологических формаций. Они считают, что полученные ими данные отражают состав вод Мирового океана и позволяют судить о его изменениях на протяжении фанерозоя.

Е. М. Камерон (Канада), А. Бауманн (ФРГ) предложили гипотезу, объясняющую дефицит кальция и отсутствие карбонатных пород в архейских толщах Канадского щита. По их мнению, карбонатонакопление в древние эпохи локализовалось исключительно в абиссальных областях океана.

В докладе А. А. Мигдисова и др. (СССР) обсуждались вероятные причины изменения изотопного состава кислорода карбонатов в истории Земли.

К. В. Корренс (ФРГ) охарактеризовал различные пути, которыми элемент попадает в осадок.

В докладе А. А. Ярошевского (СССР) была сделана попытка вывести математическую формулу материального баланса элементов в системе материк — океан — осадок. Показано, что состав осадка обусловлен особенностями областей сноса, а химический состав океана — поверхностными физико-химическими равновесиями.

С. Г. Батулин и А. И. Перельман (СССР) посвятили свой доклад важнейшим геохимическим процессам пустынных ландшафтов.

Влияние тектоники и вулканизма на состав и содержание редкоземельных элементов было рассмотрено Ю. А. Балашовым и др. (СССР) на примере мезозойско-кайнозойских отложений Русской платформы и Кавказа.

Большое внимание участников конгресса привлекли процессы выветривания горных пород и минералов.

Н. А. Лисицына (СССР) охарактеризовала геохимию выветривания основных пород в условиях влажного тропического климата. Сделан вывод, что с увеличением интенсивности выветривания растет вынос подвижных элементов, тогда как вынос малоподвижных практически прекращается.

В докладе К. К. Никитина и др. (СССР) была предпринята попытка установить общую геохимическую зональность для большинства изученных авторами районов.

И. Конта (ЧССР) рассказал о результатах определения титана и бериллия в различных фракциях каолинов, извлеченных из кор выветривания, связанных с гранитами.

Доклад В. В. Щербини (СССР) был посвящен характеристике тех геохимических факторов, которые определяют вынос химических элементов в зоне окисления сульфидных месторождений.

С термодинамическим анализом системы равновесий минералов, развивающихся в корях выветривания (калевая слюда, монтмориллонит, каолинит), выступил В. И. Ремизов (СССР).

Х. Хардер (ФРГ) сообщил об опытах по синтезу глинистых минералов в условиях, близких к обстановке зоны гипергенеза.

В докладе В. А. Тенякова (СССР) рассматривались физико-химические условия бокситообразования. По мнению автора, формирование латеритной коры выветривания происходит в щелочной среде, но при постоянном падении величины рН.

Вопросы мобилизации вещества при выветривании континентов освещены В. П. Зверевым (СССР). Он подчеркнул, что большая часть растворенных веществ (54%) поступает в моря и океаны в виде подземного химического стока.

Ряд докладов был посвящен экспериментальным исследованиям и изучению устойчивости аутигенных минералов.

О. К. Янатьева и др. (СССР) сообщили о физико-химической системе CaCO_3 — MgSO_4 — H_2O при 0—70°C и Pco_2 , равном 0,0012—4 атм. Авторы показали, что доломит устойчив только при низких концентрациях MgSO_4 и его поле исчезает при понижении давления углекислоты.

В докладе Ю. П. Никольской и Г. И. Гордеевой (СССР) также рассматривались карбонатные равновесия. По их мнению, образование доломита происходит при взаимодействии сульфатных вод с растворами бикарбонатов натрия.

Результаты экспериментального изучения растворимости кальцита при разных температурах и давлении углекислоты представила Т. Б. Щуцкая-Мюксар (Франция).

К. И. Лукашев и др. (СССР) провели физико-химические исследования процессов карбонатонакопления в озерах Белоруссии; на конгрессе они доложили о направленности карбонатобразования в разных водоемах этого района.

В докладе М. Ф. Стащука (СССР) были предложены новые термодинамиче-

ские диаграммы, отражающие реальные парагенезы аутигенных минералов современных осадков.

Опыты по экспериментальному осаждению молибдена из растворов молибдата в бескислородных водах описала К. К. Бертин (США).

С большим интересом были выслушаны доклады, касающиеся геохимии современного осадконакопления в морях и океанах.

В совместном докладе А. П. Лисицына (СССР), а также А. Фишера, Б. Хизена и др. (США) были изложены результаты глубокого бурения дна Тихого океана, выполненного на судне «Гломар Челленджер». По мнению докладчиков, полученные данные подтверждают гипотезу дрейфа континентов.

Я. Миякэ и Ю. Сугимура (Япония) посвятили свое сообщение скорости седиментации глубоководных осадков в северной части Тихого океана. Изучение глубоких колоннок показало, что примерно 100 тыс. лет назад скорость осаждения осадков в северной части Тихого океана резко изменилась.

Во втором докладе А. П. Лисицын (СССР) охарактеризовал скорости накопления тихоокеанских осадков. Автор склонен думать, что они теснейшим образом связаны с климатической зональностью прилегающих континентов.

Изучению диагенетических окислительно-восстановительных процессов в осадках северо-западной части Тихого океана посвятили свой доклад И. И. Волков и др. (СССР).

К. Бострем (США) в своем докладе представил 25 геохимических карт, составленных на основании исследования 1000 проб верхнего 30-сантиметрового слоя осадков Тихого и Индийского океанов в районе срединных хребтов.

У. М. Саккет (США) оценил баланс процессов поступления в воды Мексиканского залива и удаления из него органического углерода, углеводов, урана и других компонентов. Он подчеркнул большую роль человеческой деятельности в их геохимическом цикле.

В результате изучения озер Европы, Азии и Африки Г. Мюллер и др. (ФРГ) пришли к выводу, что состав карбонатов в донных осадках контролируется отношением кальция и магния в водах.

Некоторые доклады были посвящены геохимии постседиментационных преобразований осадочных пород.

Ф. В. Чухров и Л. П. Ермилова (СССР) показали, что изотопный состав серы в сульфидных и баритовых конкрециях зависит от условий их образования в илах (диагенез) или сформировавшихся породах (катагенез).

Ю. П. Гирин (СССР) говорил о поведении ряда элементов и их изотопов на разных стадиях образования конкреций в юрских отложениях Большого Кавказа.

Условия $pH - E_h$ равновесия пластовых вод с органикой и рудными минералами были рассмотрены в докладе А. К. Лисицына (СССР).

Накопец, Д. Хелинг (ФРГ) доложил о результатах изучения поровых растворов, полученных из искусственных илов каолинитового и монтмориллонитового состава, подвергнутых предварительному сжатию при давлении в $35\,000\text{ кг/см}^2$.

Специальное заседание секции осадочных процессов было посвящено проблеме органического вещества.

М. А. Рашид и др. (Канада) рассказали о взаимодействии гуминовых соединений в морских осадках с глинистыми минералами.

С. М. Манская и др. (СССР) подчеркнули роль ароматических соединений в геохимических процессах, причем особое внимание уделили геохимии лигнина.

Т. В. Дроздова (СССР) рассмотрела преобразования органического вещества и его компонентов в осадках Черного моря. Показано, что восстановительные условия способствуют сохранности некоторых групп органических соединений, например аминокислот.

Дж. Брукс и Дж. Шоу (Англия) рассказали о геохимии спорополленина; оказалось, что это соединение входит в состав каротина многих отложений и может рассматриваться как один из возможных источников нефти.

П. А. Удодов и др. (СССР) отметили влияние микрофлоры и продуктов распада органического вещества на концентрацию и подвижность элементов в подземных водах.

А. Ритчи (Австралия) проанализировал причины фракционирования углеводов и изотопов углерода в процессах миграции нефти.

Э. М. Галимов и А. А. Ивлев (СССР) доложили о результатах изотопного термодинамического анализа ряда сложных органических соединений, участвующих в нефтеобразовании.

В нескольких докладах были освещены вопросы происхождения осадочных полезных ископаемых.

Д. П. Сердюченко (СССР) сообщил о генетических соотношениях между породами выветривания, железными рудами, скоплениями органического вещества (графита) и пластовой сульфидной минерализации.

И. Узунов (Болгария) описал условия накопления ванадия в угольных месторождениях.

И. Ренч и др. (ГДР) утверждали, что сульфидная минерализация в цехштейновых отложениях Центральной Европы образовалась за счет перераспределения металлов на стадиях диагенеза и катагенеза.

Наконец, в докладе И. М. Варенцова (СССР) была рассмотрена проблема формирования железо-марганцевых конкреций в современных водоемах.

Последней проблемой, широко обсуждавшейся на конгрессе, была проблема геохимии современного и древнего соленакопления.

М. Г. Валашко (СССР) рассмотрел связь галогенеза с историей Земли, описал типы солеродных бассейнов и подчеркнул влияние тектоники на процессы солеобразования.

Результаты опытов с искусственными и морскими рассолами изложил О. Б. Рауп (США). Он показал, что галит и сильвин могут выделяться в осадок при смешении рассолов разного состава и удельного веса, причем этот процесс протекает без дальнейшего испарения.

Сообщение Н. К. Власовой (СССР) также было посвящено опытам по метаморфизму рассолов морского типа, но при высоких температурах и давлениях.

К. Кох и др. (ГДР) привели данные о воздействии магматических масс и гидротермальных растворов на соляные залежи.

М. Даллальо (Италия) рассказал о поведении урана в процессе получения поваренной соли на одном из крупнейших в мире соляных заводов в Южной Италии.

Характеризуя работу осадочной секции конгресса, нельзя не отметить, что широкий круг обсуждаемых вопросов и участие представителей многих стран сделали ее заседания особенно интересными и плодотворными.

Однако обилие докладов, ограниченность времени и жесткость регламента по существу исключили возможность широкого обсуждения докладов и развития дискуссий.

Некоторую трудность в общении участников на секционных заседаниях создавало отсутствие синхронных переводов, хотя пленарные доклады конгресса одновременно переводились по радио на официальные языки — русский и английский.

Не все проблемы геохимии осадочных процессов на заседаниях секции были представлены с достаточной полнотой; в частности, большего внимания, на наш взгляд, заслуживали исследования, посвященные геохимии осадочного рудогенеза.

В целом Московский Международный геохимический конгресс несомненно останется в истории геохимии как важная и яркая веха. Нельзя не отметить прекрасную организацию обслуживания гостей и участников, в чем немалая заслуга принадлежит Институту геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского.

ГИН АН СССР, ГЕОХИ
Москва

Дата поступления
23.VIII.1971

IX ВСЕСОЮЗНОЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ

Л. Г. ТКАЧУК, Ю. А. РУСЬКО

IX Всесоюзное литологическое совещание состоялось в Киеве с 24 по 27 мая 1971 г. Оно было организовано Комиссией по осадочным породам при ОГГГ АН СССР, Министерством геологии СССР, учреждениями АН УССР и Министерством геологии УССР. В совещании приняли участие 430 представителей из учреждений различных ведомств.

Совещание было посвящено проблеме коры выветривания, бокситов и других связанных с ними полезных ископаемых. Ввиду отсутствия председателя оргкомитета акад. А. В. Сидоренко совещание открыл директор Института геохимии и физики минералов АН УССР акад. АН УССР Н. П. Семененко. Затем с приветствиями выступили: акад. А. Л. Яншин (отделение геологии, геофизики и геохимии АН СССР), министр геологии УССР П. Ф. Шпак и директор Института геологических наук АН УССР акад. АН УССР Е. К. Лазаренко.

В выступлении акад. А. Л. Яншина были отмечены успехи в изучении процессов выветривания и связанных с ними минеральных продуктов, а также главные аспекты проблемы, не получившие еще до сих пор своего решения. В частности, недостаточно разработан вопрос о качественной эволюции процессов выветривания в истории Земли, что очень важно для прогноза полезных ископаемых, особенно бокситов. Весьма перспективными должны быть экспериментальные работы, которые только еще начинаются. Особого внимания в практическом и теоретическом отношениях заслуживает освещение условий выветривания, ведущих к разложению некоторых алюмосиликатных минералов с выделением свободного глинозема, а также более глубокое изучение условий, при которых свободный глинозем накапливается в элювии или выносится из него в различного рода континентальные и прибрежно-морские бассейны седиментации.

На совещании были заслушаны доклады по следующим главным темам: Древние коры выветривания, их строение и генезис; Возраст кор выветривания; Геохимия кор

выветривания; Дрени метаморфизованные коры выветривания; Коры выветривания и литогенез; Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые.

Вначале был заслушан коллективный доклад «Основные проблемы изучения кор выветривания», опубликованный до совещания в журнале «Литология и полезные ископаемые», № 2, 1971.

По теме «Древние коры выветривания, их строение и генезис» заслушано четыре доклада.

Ю. Б. Басс, С. Т. Борисенко, В. Ю. Кондрачук и М. Д. Эльянов в докладе «Древние коры выветривания УССР» отметили их разные возраст и развитие на магматических, метаморфических и осадочных породах. Наиболее распространена среднемезозойская кора выветривания Украинского щита и его склонов. Строение древней коры выветривания всюду зональное. Мощность ее вблизи разломов достигает 150—210 м. Основными минералогическими типами профилей выветривания являются: каолиновый, гидрослюдисто-каолиновый, монтмориллонит-каолиновый, нонтроновый и гидрогетит-гипсбитовый. С этими корами выветривания связаны каолины, никелевые руды, вермикулит и другие, а также россыпные месторождения.

В докладе В. П. Петрова «Строение и генезис кор выветривания» большое внимание уделено критическому рассмотрению генетических гипотез. «Почвенная гипотеза», по его мнению, наиболее обоснована и «автор не видит каких-либо фактов, противоречащих этой гипотезе». Кора выветривания, по мнению В. П. Петрова, является сохранившимся по настоящее время минеральным скелетом сверхмощных почв. Зональность коры выветривания рассматривается как реакционное образование, возникшее путем взаимодействия растворов и материнской породы. Боксит не является результатом «конечного выщелачивания», ибо появляется в разрезе коры выветривания в местах нейтрализации действующих растворов.

А. Д. Додатко, Н. И. Бучинская, В. Т. Погребной, Д. П. Хорошева и Е. С. Шалыт в докладе «Типовые профили кор выветривания кристаллических пород Украинского щита» охарактеризовали зоны коры выветривания: зону дезинтеграции пород и выщелачивания наиболее подвижных химических элементов; зону образования глинистых минералов с непостоянным химическим составом; зону с преобладанием минералов постоянного состава (каолинит и др.); зону, где происходит разложение пород на окислы и образование минералов свободного глинозема. Все минеральные превращения происходят стадийно. При разложении различных пород, но в одинаковых условиях выветривания, образуются в конечном счете наиболее простые минералы. В пределах Украинского щита отмечены коры выветривания с гипсбитом на основных и ультраосновных породах, гнейсах, сланцах, железистых кварцитах, а также на граптоидах.

О. Д. Овчаренко и Н. Н. Круглицкий сообщили о результатах экспериментальных работ по превращению глинистых минералов.

По второй теме «Возраст кор выветривания» был обсужден доклад С. К. Горелова, Ю. А. Мещерякова, Н. В. Дренова и В. М. Фридланда «Возраст поверхностей выравнивания и кор выветривания на территории СССР» на основе составленных ими «Карты поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР», масштаба 1 : 2 500 000. Авторы выделяют 7 основных этапов выравнивания рельефа СССР: 1) поздний протерозой (Кольский полуостров, Алданское нагорье и др.); 2) поздний палеозой — ранний мезозой (Тянь-Шань и др.); 3) мезозой (Урал и др.); 4) мел — палеоген (Восточная Сибирь и др.); 5) палеоген (Русская равнина и др.); 6) поздний плиоцен — ранний плиоцен (почти во всех регионах СССР); 7) плейстоценовые этапы незавершенного выравнивания (равнины Прикаспия, Западной Сибири). Доказывается возможность решения вопросов возраста кор выветривания путем анализа их сопряжения с поверхностями выравнивания. Наиболее мощные коры выветривания связаны с мезозойскими и домезозойскими пенепленами, а маломощные, преимущественно латеритоподобные коры — с кайнозойскими геоморфологическими уровнями.

По теме «Геохимия кор выветривания» было заслушано пять докладов.

В докладе Б. М. Михайлова, В. А. Броневого и Г. В. Куликова «Фациальный анализ кор выветривания» освещены результаты исследований по разработке генетической классификации кор выветривания и фациального анализа. Выделяются три группы кор выветривания соответственно условиям гумидного, аридного и ледового литогенеза. Каждая из них характеризуется накоплением вполне определенных полезных компонентов.

Е. Г. Куковский в докладе «О механизме превращений минералов при выветривании» остановился на кристаллохимических аспектах этого вопроса. Процессы окисления, выщелачивания, гидролиза и гидратации протекают на поверхности кристалла одновременно, с преимуществом одного или нескольких из них. Завершением структурных превращений при выветривании следует считать формирование слоистой структуры типа 1 : 1 с замещением октаэдрических позиций только Al^{3+} . При этом структура конечного продукта выветривания — каолинита образуется с различной степенью совершенства в зависимости от наличия «кристаллизационных» молекул воды в углублениях колец оснований тетраэдров исходных и переходных структур.

К. К. Никитин, И. В. Витовская, А. П. Никитина в докладе «Геолого-геохимические закономерности формирования профилей коры выветривания на породах

разного состава» показали зависимость строения и рудоносности основных типов профилей от условий формирования кор выветривания и минерального состава исходных пород, а также возможность преобразования одного типа профиля в другой в результате изменения климата, рельефа, геологических или тектонических условий региона.

Н. А. Лисицина в докладе «Типы кор выветривания основных и кислых пород и вынос химических элементов при их образовании» охарактеризовала генетические типы тропических и субтропических кор выветривания и установила: на ранней стадии выветривания при формировании нижней зоны профиля мигрирует максимальное количество материала при наиболее разнообразном наборе элементов; вынос элементов меняется закономерно с изменением скорости выветривания; тип разреза коры выветривания определяется на ранней стадии элювиального процесса; кислые породы разлагаются менее интенсивно, чем основные, и поставляют меньше материала. Однако при интенсивном процессе выветривания их коры также могут быть источником для бокситов.

В докладе А. П. Сигова, Л. А. Гузовского и В. С. Шуб «Особенности формирования кор выветривания Урала» был рассмотрен ряд факторов, влиявших на образование кор выветривания различного возраста, среди которых основными являются тектоника и климат. Многообразие геохимических типов кор выветривания на Урале обусловлено многоэтапностью их образования и пестрым составом складчатого субстрата, а сохранность древнего элювия в региональном масштабе обусловлена геоморфологическими условиями региона и неотектоникой.

По теме «Древние метаморфизованные коры выветривания» были заслушаны два доклада Г. Г. Виноградов, Ю. Г. Гершойг, А. С. Дранник, Е. Я. Каплун, В. Ю. Кондрачук Р. М. Полуновский, В. Н. Вербицкий в докладе «Метаморфизованные и слабометаморфизованные докембрийские коры выветривания и продукты их перетолжения в составе Украинского щита» охарактеризовали коры выветривания: конца архея — начала протерозоя (Кривой Pore), начала позднего протерозоя (на коростеньских гранитах, подстилающих овручскую серию) и в конце позднего протерозоя (Среднее Приднестровье). О нескольких эпохах корообразования свидетельствуют высокоглиноземистые образования в составе ряда параметаморфических серий Украинского щита.

Второй доклад — Ф. Я. Волочаева, В. А. Ерошева-Шака, С. В. Лсвченко, Ю. М. Малиновского, К. Н. Трубиной был посвящен характеристике развития на территории СССР допалеозойских метаморфизованных и слабометаморфизованных кор выветривания.

По теме «Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые» было заслушано три доклада, посвященных проблеме бокситов. В. А. Теняков в докладе «Коры выветривания и бокситообразование» отметил как установленный в настоящее время факт, что бокситообразование происходило в пределах всех основных тектонических структур земной коры. Несмотря на очевидность связи процессов бокситообразования с процессами, протекающими на земной поверхности, проблема источника, способа и места формирования вещества бокситов, а в случае месторождений осадочного типа способы и формы переноса алюминия к местам седиментации продолжают оставаться дискуссионными. Особенно это относится к месторождениям бокситов геосинклинальных областей. Автор обосновал вывод о связи бокситов геосинклинальных областей с обычными латеритными корами выветривания.

Характеристике латеритных и осадочных бокситов, известных на территории Украины, был посвящен доклад Ю. Б. Басса «Бокситы Украинской ССР». Особенностью их является тесная связь с корой выветривания кристаллических пород докембрия. Промышленная бокситоносность связывается с корой выветривания амфиболитов и сланцев конкско-верховцевской серии, а также габбро-анортозитовых массивов коро-стенского комплекса.

А. П. Никитина в докладе «Коры выветривания и бокситы КМА» подробно осветила особенности развития во времени и на территории древних кор выветривания пород докембрийского и послекембрийского возраста.

По теме «Коры выветривания и литогенез» были обсуждены три доклада.

Д. Г. Сапожников в докладе «Формация коры выветривания и связанные с ней рудные месторождения» охарактеризовал понятие «формации коры выветривания» и выделил площадные, линейные и другие морфологические типы кор выветривания и полезные ископаемые осадочного происхождения, инфльтрационные накопления, составляющие с породами коры единое целое. К формациям коры выветривания автор относит минеральные ассоциации и руды зоны окисления, кепроки диапировых куполов и др., а также современные и ископаемые почвы.

В докладе «Влияние корообразования на литогенез» В. П. Казаринов, В. П. Бгатов, Ю. П. Казанский показали, что масштаб и тип выветривания при континентальном литогенезе определяют характер синхронных осадков. Авторы развивают свои представления о том, что коры выветривания определяют возрастные уровни распространения осадочных и остаточных полезных ископаемых, генетически связанных с процессами химического выветривания.

По мнению докладчиков, можно выделить ряд возрастных уровней регионального мощного корообразования и соответствующие им осадочные циклы-серии, охватываю-

шие 15—20 млн. лет. Эти серии объединяются в генетические ряды, называемые комплексами, которые составляют 120—150 млн. лет. Осадочные комплексы в свою очередь объединяются в фаланги, формирование которых охватывает время в 800—900 млн. лет.

В докладе «Влияние корообразования на Украинском щите на состав осадочных отложений в зоне его обрамления» Н. М. Баранова, Ю. Н. Брагин, В. Х. Геворкьян, В. И. Грязнов, В. Ю. Кондрачук и С. П. Корниенко сообщили, что сопоставление кор выветривания с коррелятными им осадочными породами в зоне обрамления Украинского щита дает возможность выделить среднетриасовую, среднеюрскую, раннемеловую, палеоцен-среднеэоценовую и раннеплиоценовую эпохи корообразования.

Доклады вызвали многочисленные вопросы и оживленную дискуссию, в которой приняло участие 44 человека.

Были обсуждены вопросы, касающиеся генезиса кор выветривания, их зональности и строения, терминологии и номенклатуры, связанные с корами выветривания, особенно в отношении бокситов, латеритов и др.

Много внимания было уделено влиянию органического вещества на корообразование, условиям накопления свободного глинозема, минералогии и геологии кор выветривания.

Было высказано мнение об отсутствии фундаментальных исследований коры выветривания на осадочных породах и связанных с этими корами полезных ископаемых. Было обращено внимание на необходимость более глубокого изучения гидрогеологических условий при образовании и последующем существовании кор выветривания.

Высказывались пожелания о необходимости проведения специальных работ по определению абсолютного возраста кор выветривания, более детальном изучении их минералогии и др.

Были высказаны пожелания, чтобы Комиссия по осадочным породам и Научный совет по рудообразованию планировали проведение регулярных тематических семинаров по корам выветривания.

Основные задачи дальнейшего изучения кор выветривания отражены в решении совещания. Совещание считает необходимым дальнейшее изучение общей теории корообразования и связанных с корами полезных ископаемых, усиление работ по всестороннему изучению вещества кор выветривания, зональности их строения, палеогидрогеологических, палеоклиматических и других условий корообразования. Особое внимание рекомендуется уделить экспериментальным исследованиям и моделированию различных природных процессов с целью выяснения физико-химических условий и параметров разрушения и устойчивости минералов, миграционных способностей элементов в коре выветривания и зоне гипергенеза. Необходимо шире проводить работу по сравнительному изучению кор выветривания разного возраста, более глубокому изучению метаморфизованных древних кор выветривания и др.

После совещания были проведены две параллельные геологические экскурсии — Житомирская и Уманьская, в которых участвовало 160 человек.

Во время экскурсий их участники ознакомились с докембрийскими комплексами, формациями и корами выветривания на различных магматических и метаморфических породах. Особое внимание участников Житомирской экскурсии было обращено на уникальные каолиновые коры выветривания и связанные с ними элювиальные и россыпные месторождения.

Участники Уманьской экскурсии ознакомились с корами выветривания на ультраосновных породах и связанных с ними месторождениях силикатных никелевых руд, а также с вторичными каолинами и уникальными бентонитовыми глинами.

Можно утверждать, что совещание окажет весьма положительное влияние на планирование и проведение более глубоких разносторонних исследований древних кор выветривания и что это будет способствовать повышению эффективности геолого-разведочных работ на бокситы и другие виды полезных ископаемых, связанных с корами выветривания.

ИГФМ АН УССР
Киев

Дата поступления
17.XII.1971

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обращать на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или так А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, а для фотографий, в случае необходимости, «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты ($\frac{3}{4}$ страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.
17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHALOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 31/III-1972 г.	Т-07693	Подписано к печати 31/V-1972 г.	Тираж 1365 экз.
Зак. 4986	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .	Бум. л. 5 ¹ / ₂ Усл. печ. л. 15,4	Уч.-изд. листов 16,9

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Готовится к печати книга:

ГЕОЛОГИЯ И КАЛИЕНОСТЬ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
40 л. 3 р. 40 к.

В книге излагаются результаты поисковых работ на калийные соли в Канско-Тасеевской впадине.

Приведена детальная характеристика нижнекембрийских соленосных отложений. Подробно описаны типы пород кембрийских отложений, в составе которых выделены карбонатные, сульфатно-карбонатные, сульфатные, сульфатно-хлоридные, соляные (хлоридные), терригенные и глинистые. Установлено, что в кембрийских отложениях развиты все типы хлоридных калийсодержащих пород: бедные сильвиниты, сильвиниты, карналлитовые и галит-карналлитовые породы и пр. Выявлены особенности строения соляных пластов, пачек и разделяющих их межсолевых горизонтов.

Поисковые работы доказали возможность обнаружения в Канско-Тасеевской впадине месторождений калийных солей.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»