

ISSN 0024-497X ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

журнал основан в 1963 году выходит 6 раз в год москва 5 СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ 1985

СОДЕРЖАНИЕ

Хворова И. В., Руженцев С. В. Сравнение отложений палеозойских геосинклина-	
лей, современных краевых морей и океанов. Сообщение 1. Отложения крае-	
вых морей и смежных участков океана	3
Коссовская А. Г., Дриц В. А. Генетические типы корренситов и корренситоподоб-	
ных минералов	16 🕻
Бутузова Г. Ю. Особенности гидротермально-осадочного рудогенеза в рифтовой	
зоне Красного моря	39
Морозов А. А., Розанов А. Г., Соколов В. С. О формах железа, марганца и серы	
в донных осадках Бенгальского залива	56
Штеренберг Л. Е., Лаврушин Ю. А., Голубев Ю. К., Сивцов А. В., Спиридо-	
нов М. А., Рыбалко А. Е. Железомарганцевые конкреции Горла Белого моря	66
Николаева И. В., Крашенинников В. А., Головин Д. И., Ивановская Т. А. Воз-	
можности радиологического датирования по глаукониту палеогеновых от-	
ложений Восточного Средиземноморья	-76 C
Гаврилов Ю. О., Лубченко И. Ю. К геохимии нижне и среднеюрских отложений	•
Центрального Кавказа	89
Кореневский С. М. Использование литологических параметров природных эта-	
лонных моделей при количественном прогнозировании ресурсов калийно-маг-	
ниевых солей	111
Головко В. А. К вопросу о теории осадочного рудогенеза марганца	121

Краткие сообщения

Дубинин А. В., Волков И. И. Редкоземельные элементы как индикатор гидротер-	
мальных процессов в осадках ст. 655 (северо-восточная часть Тихого океана)	129
Гаврилова О. И., Волкова Г. М., Гуревич А. Б. О природных коксах в угольных	
пластах Тунгусского бассейна	133
Гурбанов В. Ш., Халифа-заде Ч. М. К вопросу об уплотнении карбонатных кол-	
лекторов Пермо-триасовых отложений равнинного Дагестана	137

Хроника

Тимофеев П.	. П., Холодо	в В. Н., J	Бурлин Ю.	К., На	изаревич И. A.	V Всесоюзный	
семинар	«Формации	осадочны	іх бассейно	виих	нефтегазоносн	юсть».,	142

۱

[©] Издательство «Наука», «Литология и полезные ископаемые», 1985 г

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

.

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

5

SEPTEMBER - OCTOBER

1985

CONTENTS

Khvorova I. V., Ruzhentsev S. V. Comparison of Paleozoic geosynclinal deposits	
with present-day marginal seas and oceans. Communication 1. Deposits in	
marginal seas and in adjacent parts of the ocean	3
Kossovskaya A. G., Drits V. A. Genetic types of corrensites and corrensite-like	16
Butuzova G. Yu. Peculiarities of hydrothermal-sedimentary ore genesis in the Red	10
Sea rift zone	39
Morozov A. A., Rozanov A. G., Sokolov V. S. State of iron, manganese and sulphur	-
in the Bay of Bengal bottom sediments	56
Shterenberg L. E., Lavrushin Yu. A., Golubev Yu. K., Sivisov A. V., Spirido-	
nov M. A., Rybalko A. E. Ferromanganese nodules of the White Sea throat	66
Nikolaeva I. V., Krasheninnikov V. A., Golovin D. I., Ivanovskaya T. A. Possibi-	
lities of radiological dating of Paleogene deposits in the East Mediterranean	
after glauconite	-76
Gavrilov Yu. O., Lubchenko I. Yu. Materials referring to geochemistry of lower	
and middle Jurassic deposits of the Central Caucasus	- 89
Korenevsky S. M. The utilization of lithological parameters of natural pattern mo-	
dels in the quantitative forecasting of potash-magnesium salt resources	111
Golovko V. A. Materials referring to the theory of manganese sedimentary oroge-	
nesis	121

Brief communications

Dubinin A. V., Volkov I. I. Rare-earth elements as an indicator of hydrothermal	
processes in sediments, Site 655 (Northeast of the Pacific)	129
Gavrilova O. I., Volkova G. M., Gurevich A. B. On natural cokes in the Tunguska	400
Dasin coal seams	133
permian-triassic deposits on the Dagestan plains	137
Chronicle	

Chronicle

Timofeev P. P., Kholodov V. N., Burlin Yu. K., Nazarevich I. A. V All-Union Se-minar «Formations of sedimentary basins and occurrence of oil and gas in them» 142 УДК 552.5:551.73:551.46

СРАВНЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ, СОВРЕМЕННЫХ КРАЕВЫХ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ.

СООБЩЕНИЕ 1. ОТЛОЖЕНИЯ КРАЕВЫХ МОРЕЙ И СМЕЖНЫХ УЧАСТКОВ ОКЕАНА

ХВОРОВА И. В., РУЖЕНЦЕВ С. В.

Рассмотрены основные породные ассоциации, слагающие осадочный чехол краевых морей западной части Тихого океана, расположенных в разных климатических поясах. Проведено сравнение осадков депрессионных частей этих морей с осадками соседних глубоководных котловин открытой части океана. Выявлено сходство пелагических осадков пары краевое море — абиссальная котловина.

Установление палеоаналогов коры океанического типа в складчатых сооружениях континентов [1] явилось открытием, во многом определившим направление геологических исследований за последние два десятилетия. Сходство разреза офиолитовой ассоциации и коры современных океанов обычно интерпретируется в том смысле, что многие палеозойские и мезозойские внутриконтинентальные эвгеосинклинали на ранних этапах⁴ своего развития являлись океанами, аналогичными современным. Однако полученные к настоящему времени материалы показывают, что нет полного сходства между разрезами океанических чехлов и отложений ранних этапов развития геосинклиналей (особенно палеозойских). В связи с этим возникают вопросы: 1) что в фациальном плане представляют собой раннегеосинклинальные осадочные образования, наиболее информативные при восстановлении палеогеографической обстановки, существовавшей в прошлом в бассейнах с океанической корой, и 2) насколько оправданным является отождествление современных океанов и палеобассейнов в физико-географическом плане? Одной из главных проблем в этом смысле является проблема пространства. Палеотектонические реконструкции, основанные на палеомагнитных и палеобиогеографических данных, показывают, что, вероятно, и ранее существовали обширные водные пространства, разделявшие впоследствии сближенные континенты. Вместе с тем до сих пор неясно, что представляли собой эти пространства как седиментационные бассейны.

Конкретные палеотектонические реконструкции все чаще выявляют различия между геосинклинальными бассейнами прошлого и современными океанами. Все это обусловило появление таких понятий, как *параокеаны* [2] и *малые океаны* [12]. В общем виде допускается эволюция структур с океанической корой [6], отражением которой является изменение формационного выполнения палеозойских, мезозойских и кайнозойских прогибов. Предполагается, что по многим характеристикам палео-, мезо- и неоокеаны отличаются друг от друга [3]. Очевидно также, что эти термины относятся к структурам с симатическим фундаментом, а не к водоемам, морфометрически сходным с океанами. Против структурного понимания океанов выступили литологи [5], предложив положить в основу этого понятия не характер коры и не только особенности морфометрии, но и тип осадочного процесса (присутствие абиссально-пелагических отложений). Следует отметить, что опыт широкого фациально-палеогеографического анализа применительно к раннегео-

¹ Рассматриваются только отложения, предшествующие образованию флишевой формации.

синклинальным формациям пока небольшой, что связано с особенностями тектонической структуры складчатых областей. До разработки палинспастических методов такой анализ был просто невозможен, но и в настоящее время есть определенные трудности при расшифровке первичного соотношения отложений. В геосинклиналях, особенно палеозойских (о которых и идет речь), четко выделяются комплексы пород, соответствующие островодужным системам, включая краевые моря. По существу уверенно судить о составе, строении и взаимоотношении геосинклинальных отложений можно только по этим комплексам.

Часто считают, что осадки океанов прошлого частично или полностью поглощаются в субдуктивных зонах. Поэтому поиск их либо чрезвычайно затруднен, либо даже обречен на неудачу. Если это так, то естественно напрашивается вопрос, сможем ли мы вообще узнать, что же представляли собой осадки палеозойских океанов?

При решении проблемы возникло два до некоторой степени самостоятельных вопроса: 1) сходны или отличны осадки краевых морей от таковых открытой части океана и 2) аналогичны ли геосинклинальные отложения и отложения современных краевых морей? Представляется, что для их решения можно использовать сравнение характерных, наиболее распространенных породных ассоциаций.

Первому из перечисленных выше вопросов посвящена настоящая статья. В ней рассмотрены породные ассоциации, развитые в осадочном чехле некоторых краевых морей, и проведено их сравнение с отложениями соседних участков открытого океана. Так как на состав осадков кроме таких факторов, как батиметрия и источники вещества, определенное влияние оазывает и климат, рассмотрим примеры морей, расположенных в разных климатических зонах.

Филиппинское море. По морфологии и структуре это один из наиболее сложных бассейнов (фигура). Его осадочный чехол пройден многими скважинами, относящимися к разным структурам. Развитые здесь ассоциации пород (осадков) наиболее разнообразны [10, 11, 13—15].

Терригенная турбидитная ассоциация представлена двумя разновидностями, различающимися гранулометрией и составом обломочного материала.

Первая разновидность (ст. 445)² образована песчано-гравийныгрубозернистыми гравийными конгломератами, песчаниками, МИ алевро-пелитама известняками. Грубые породы песчаными И сосредоточены в нижней части разреза, кверху их количество уменьшается и основным компонентом становятся песчаные алевро-пелиты (глины) и известняки. Конгломераты состоят из хаотической смеси угловатых и окатанных галек (до 15 см), гравия, песка и небольшого количества глины и нанноила. Состав галек вулканомиктовый (базальты, роговообманковые сланцы, микродолериты); в подчиненном количестве присутствуют известняки (мелководные) и кремни. В песчаной фракции кроме обычной вулканогенной ассоциации (плагиоклазы, роговая обманка, авгит, псевдоморфозы по оливину) присутствуют пиколит и разнообразный раковинный детрит (много нуммулитов). Мощность грубых пород 10—120 см, тонких — менее 5 см. Наблюдаются разнообразные текстуры, характерные для отложений турбидных и пастообразных потоков. Мощность ассоциации достигает 250 м, возраст эоценовый. Встречена она в небольшой котловине у склона хр. Дайто, рассматриваемого как остаток островной дуги [14].

Вторая разновидность (станции 293, 297, 298) — это толща серо- и зеленоцветных глин, часто алевритистых, с неравномерно распределенными прослоями (<4 см, редко 30—50 см) крупного алеврита и мелкого песка. Величина отношения песка к глине — низкая. В песках встречаются переотложенный раковинный детрит и глауконит. Минеральный состав обломочной фракции полимиктовый (кварц, полевые шпаты, базальтовая кластика). Отложения практически бескарбонатны. Струк-

² Номер станций глубоководного бурения.



Основные черты структуры Филиппинского моря и расположение глубоких скважин [10]

1 — хребты (все типы); 2 — желобы; 3 — предполагаемые спрединговые центры; 4—7 — номера скважин (4 — рейса 31, 5 — рейса 58, 6 — рейса 59, 7 — рейса 60); I — Западно-Филиппинская котловина; II — котловина Шикоку; III — котловина Паресе-Вела; IV — Марианский трог

турно-текстурные признаки позволяют отнести осадки к дистальным турбидитам и контуритам, развитым среди гемипелагических илов. Мощность толщ 250 и 400 м. Встречены они в плиоцене (котловины Западная и Сикоку). Для одной толщи определена скорость седиментации, составляющая 93 м/млн лет [13], т. е. близкая к лавинной. Встречены они ниже глубины развития карбонатных илов.

Первая ассоциация образована гравитационными потоками, возникающими на склоне внутрибассейнового вулканического сооружения, а вторая связана с речными выносами, материал которых формирует накопления глубоководных вееров.

Гемипелагическая алеврито-глинистая ассоциация (станции 297, 442, 444) — это довольно монотонная толща серо- и зеленоцветных глин, среди которых на некоторых интервалах появляются прослои желто-коричневых глин. Почти всегда глины содержат примесь (до 20—40%) кварц-полевошпатового алеврита. В разных количествах присутствует биогенный кремнезем (2—3%, редко до 10%). Некоторые толщи обогащены витрическим пеплом (от <1% до 8%, редко 25%). Карбонатный компонент в одних ассоциациях незначителен (кокколиты и фораминиферы плохой сохранности) и сосредоточен лишь в отдельных интервалах, в других — много слабокарбонатных и карбонатных глин (ст. 444). В целом осадки формировались либо несколько ниже, либо выше критической глубины карбонатонакопления (КГК). Мощность ассоциации 150—250 м. Скорость осадкообразования от 10 до 47 м/млн лет, причем она меняется от интервала к интервалу, но наибольшие значения относятся к квартеру. Изменения скорости связывают с флуктуациями уровня моря и эксплозивной деятельностью. Ассоциация характерна для котловины Сикоку и представляет собою «бассейновую» фацию терригенных шлейфов [14]. Ассоциация залегает либо над терригенной турбидитной, либо над туфово-глинистой; в последнем случае сама она несколько обогащена пеплом.

Известково-глинистая ассоциация (станции 296, 442). Это внешне монотонная толща, состоящая из глины и кокколитового микрита, соотношение которых в осадках меняется в больших пределах (известковые глины и глинистые нанноилы или мел). На некоторых интервалах (редко) существенную роль играют фораминиферы (до 10-15%). Отложения характеризуются обычно серыми и зелеными цветами разных оттенков, редко коричневыми. В небольшом количестве (<10%) присутствуют терригенный алеврит и биогенный кремнезем (радиолярии, спикулы губок); как правило, последнего мало (<20%), но в отдельных пачках (скв. 445) появляются прослои известковых радиоляритов (глинисто-кремнисто-карбонатная ассоциация). Некоторые интервалы обогащены пеплом, как рассеянным, так и образующим небольшие прослои 3. Текстура обычно однородная, но местами наблюдаются биотурбации. Мощность ассоциации колеблется от 120 до 350 м. Скорость седиментации испытывает колебания в пределах одного разреза от 9 до 76 м/млн лет; в целом она резко возрастает в конце плиоцена и особенно в плейстоцене.

Ассоциация сходна с рассмотренной выше, но отличается меньшим содержанием алеврита и, главное, обилием карбонатов, а также некоторым увеличением скорости осадконакопления. Формировалась она на меньших глубинах (выше КГК), чем предыдущая.

Ассоциация глубоководных пелагических («красных») глин представлена в Филиппинском море двумя связанными между собою разновидностями, отличающимися преобладанием глин миопелагических (их иногда относят к гемипелагическим) и эвпелагических [4].

Первая разновидность (станции 290, 291, 446, 449) образована коричневыми глинами разных оттенков. Они содержат изменчивую по разрезу, но, как правило, небольшую примесь терригенного алеврита, цеолитов, палагонита. В некоторых прослоях цеолиты и палагонитизированное стекло дают значительные концентрации. Органические остатки (радиолярии, спикулы губок, полурастворенные кокколиты) редки. Мощность толщ варьирует от 40 до 170 м, что определяется в основном стратиграфическим их объемом: иногда это только нижний миюцен, а иногда интервал от эоцена до квартера. Скорость седиментации оценивается от 2 до 4 м/млн лет.

Вторая разновидность (станции 447, 449, 450) внешне сходна с первой, но осадки здесь более железистые, почти лишены примеси обломочного терригенного материала и обычных органогенных остатков (отмечается скопление зубов рыб). Скорость седиментации от <2 до 3,4 м/млн лет, что несколько превышает таковую для типичных океанических «красных» глин.

Рассмотренная ассоциация встречена во всех котловинах моря (Западной, Сикоку, Паресе-Вела и впадине района Дайто). Всюду она залегает на более мелководных отложениях, возникших выше КГК.

³ Присутствие таких интервалов отражает связь описываемой ассоциации с карбонатно-глинисто-туфовой.

Изредка в толще пелагических глин появляются чуждые для них осадки: желтовато-коричневые радиоляриевые илы, переслоенные кремнистой глиной и желтовато-коричневыми наннофосилиевыми известняками с радиоляриями. Такие отложения, там, где они обособлены в виде пачки значительной мощности (до 60 м), можно рассматривать как карбонатно-глинисто-кремнистую ассоциацию. Ее появление среди пелагических глин связывают с эпизодическим поднятием участка или временным изменением ҚГҚ [15].

Ассоциация пелагических известняков (скв. 292, 448, 451, 458) образована внешне однородными кокколитовыми илами, постепенно замещающимися книзу литифицированными породами (мелами). Цвет — от очень светло-коричневого до светло-серого и белого. В разных, чаще небольших количествах присутствуют планктонные фораминиферы; в отдельных пачках их встречается много и они могут даже преобладать. Как правило, сохранность раковин хорошая. Изредка на определенных интервалах обнаружены остатки мелководных крупных фораминифер и разнообразный раковинный детрит (переотложение)⁴.

В виде небольшой и неравномерно распределенной примеси отмечаются пепловый материал и кремневые биогенные остатки. Глинистый компонент незначителен (0—10%). Мощность ассоциаций различная (от 36 до 367 м), что определяется прежде всего их стратиграфическим объемом. Скорость седиментации колеблется от 5 до 19 м/млн лет.

Развита ассоциация на подводных поднятиях (банка Бенхэм, склоны внутрибассейновых хребтов).

Ассоциация известняковых турбидитов (ст. 445) это неравномерно наслоенная толща алеврито-пелитовых нанноилов (или мела), иногда глинистых (до 20%), чередующихся с фораминиферово-наннофоссилиевыми и наннофораминиферовыми осадками (известняками); в последних присутствуют переотложенный раковинный материал (мелководный) средне- и крупнопесчаной размерности; иногда к нему примешан терригенный песок. Характерно обычное для турбидитных толщ асимметрично-ритмичное (градационное) строение разреза. Отмечаются полные (a-e) и редуцированные (c-e, d-e) ритмы. В тонкой их части наблюдаются биотурбации. Мощность ассоциации 600 м (интервал от раннего олигоцена до плейстоцена). В основании отмечен перерыв. Скорости седиментации изменяются по разрезу от 14 до 36,9 м/млн лет.

Ассоциация вулканокластических турбидитов представлена довольно разнообразными по строению толщами. Основной компонент отложений — продукты эксплозий, как первичные (пеплопадные осадки), так и переотложенные гравитационными потоками с шельфа. Меньшее значение имеет вулкано-терригенный материал⁵, хотя местами его много. Состав литических и минеральных компонентов соответствует базальтам и андезитам, но стекла отличаются большим разнообразием (SiO₂ от 49 до 73%). Иногда там, где поблизости расположен центр подводных излияний, к тефровым накоплениям примешивается базальтовая гиалокластика.

Среди вулканокластических турбидитных ассоциаций различаются разности более грубые — проксимальные и, более тонкообломочные — дистальные, причем иногда вверх по разрезу первые сменяются вторыми.

Проксимальные ассоциации (станции 296, 450, 451, 457) образованы чередованием тонких витрических и мелкозернистых кристалло-витрических пеплов с лапиллиевыми туфами и тефроидами; на некоторых интервалах появляются также вулканитовые песчаники, гравелиты, брекчии и конгломераты; размер обломков в них составляет 0,5—3 см, редко крупнее (до 30 см); обломки угловатые и окатанные; грубые осадки

⁴ Появление таких интервалов отображает связь данной ассоциации со следующей, турбидитной.

⁵ Те ассоциации, где его мало или нет, можно определять как тефровые (туфовые).

слабо сортированы, с обильным пепловым матриксом; местами в них наблюдается примесь переотложенного с мелководья раковинного детрита. В толщах четко выражена асимметрично-ритмичная стратификация. Отдельные слои имеют толщину от 10 см до 4,5 м; встречаются пласты (до 2 м) гомогенного тонкого витрического пепла. Обычны текстуры, характерные для турбидитов. Верхняя пепловая часть ритмов иногда содержит примесь кокколитового микрита, и в ней отмечаются биотурбации. Мощности ассоциации большие: от 450 до 900 м и соответственно велики скорости седиментации: 300—400 м/млн лет (настоящая лавинная седиментация!), хотя встречаются и менее мощные накопления (250 м, скорость 50 м/млн лет).

К этому же типу следует отнести толщу, в которой нет грубых осадков и существенное значение приобретают наннофоссилиевые известняки и мергели (например, миоценовые отложения скв. 459, расположенной в депрессии на склоне Марианской дуги). Здесь отложения очень четко стратифицированы, в них прекрасно проявляются ритмы со всеми интервалами турбидитной модели; верхняя часть ритмов образована глинистым наннофоссилиевым мелом, внизу массивным, а вверху тонкослоеватым или с биотурбациями. В целом по характеру стратификации толща похожа на флиш. Мощность ее 475 м.

Дистальные ассоциации (станции 297, 455, 456 и др.) отличаются еще менее грубым составом (пепел преимущественно алевритовой и мелкопесчаной размерности), большим количеством осадочной составляющей (глина, карбонатный и кремнистый материал), образующей как примесь к пеплам, так и самостоятельные слои и пачки. В пеплах отмечаются полная и редуцированная турбидитная последовательность, но не все пеплы в таких ассоциациях являются турбидитами; многие, вероятно, следует относить к декантитам (продуктам пеплопадов, осевшим через толщу воды).

Мощность ассоциаций небольшая (от 10 до 150 м), и они знаменуют переход от настоящих турбидитных ассоциаций к бассейновым пелагическим.

Пеплово-глинистая ассоциация представлена двумя разновидностями: гемипелагической и пелагической.

Первая разновидность (станции 442, 443, 444) образована гемипелагическими глинами с разным количеством витрического пепла (2—75%). Несмотря на то что преобладают смешанные осадки, пепел образует и тонкие самостоятельные прослои. По разрезу пепел распределен неравномерно и отдельные пачки (5—10 м) почти лишены его. Как правило, биогенный компонент незначителен, но на некоторых интервалах появляется существенная примесь нанномикрита или радиолярий. Мощность ассоциации от 20 до 120 м. Скорость осадконакопления от 11 до 48 м/млн лет.

Вторая разновидность (станции 449, 450) представлена глубоководными пелагическими глинами («красными») со всеми характерными для них признаками, но содержащими в разных количествах пепловую примесь и тонкие (0,3—20 см) прослои витрического пепла. Мощность ассоциации 40—60 м, скорость осадкообразования около 7,5 м/млн лет.

Пеплово-глинисто-известняковая ассоциация (станции 444, 455, 458, 460) включает отложения с разным количественным соотношением трех отмеченных компонентов. В одних толщах преобладают пеплы, обычно с примесью глины и карбонатов (наннофоссилии), в других главными компонентами разреза являются глинистые и пеплово-глинистые осадки, часто с примесью известкового материала (от 2 до 50%), в разных, но подчиненных количествах (до 70%) присутствуют высококарбонатные прослои. На некоторых интервалах появляются мощные (3—4 м) известковые илы, содержащие лишь немного пепла. Как правило, они образованы нанномикритом, но встречаются и нанофораминиферовые разности. В целом для ассоциации характерны осадки смешанного состава. Цвет отложений разный: светло- и темно-оливковый разных оттенков, серый, желтовато-коричневый; нередко отмечаются полосчатость и пятнистость.

В некоторых разрезах (скв. 458, 459) в ассоциации появляются прослои с высоким (до 40%) содержанием кремнезема; преобладают радиолярии, но в заметном количестве (5—10%) присутствуют и диатомовые. Ассоциация может быть определена как пеплово-глинисто-кремнисто-известковая.

Пеплово-глинисто-диатомовая ассоциация (станции 297, 460) также образована разноокрашенными осадками, главными компонентами которых являются биогенный кремнезем (в основном диатомовые), глина и пепел (витрический, но с значительной примесью плагиоклазов и тяжелых минералов). Соотношение этих компонентов быстро меняется по разрезу: в одних прослоях пепел составляет до 85%, в других его мало (5—10%); количество глинистой фракции колеблется от 5 до 85%, а кремнистой — от следов до 90%, причем такие изменения отмечены в пределах небольших интервалов. Мощность составляет 30— 55 м и в разрезе ассоциации залегает выше пеплово-глинисто-известковой или пеплово-глинистой.

Почти в каждой из выделенных ассоциаций присутствует то или иное количество осадков, характерных для других ассоциаций, т. е. они часто связаны переходными разностями. По преобладанию терригенного компонента в одну группу можно объединить ассоциации турбидитную, гемипелагическую алеврито-глинистую и известняково-глинистую, иногда с подчиненным количеством радиоляриевых илов; ассоциации этой группы составляют в осадочном чехле Филиппинского моря около 35%. Ко второй группе отнесены пелагические известняки и известковые турбидиты (около 12%), к третьей — вулканокластические и разные туфовоосадочные ассоциации (48%). Глубоководные пелагические глины составляют около 5%. Подчеркнем, что это относится к ассоциациям, а не к осадкам. Хотя количественные подсчеты очень приближенны, приведенные значения отражают высокую «зараженность» отложений вулканокластиковой, что связано с присутствием островных вулканических дуг, активность которых проявлялась с позднего палеогена.

Восточно-Марианская котловина. В абиссальной котловине, расположенной уже в открытом океане, за пределами желоба, пробурено три скважины (станции 452, 61, 59). В разрезе выделяются две ассоциации [10, 11].

Кремнисто-глинистая ассоциация — радиоляриевые илы переслоенные цеолитовой глиной. Цвет осадков коричневый разных оттенков. Местами наблюдается примесь гиалокластики, часто палагонитизированной. Ассоциация залегает на литифицированных радиоляриевых кремнях верхнего мела. Возраст отложений олигоцен — ранний миоцен; осадки палеоцен — эоцена не обнаружены, что связывают либо с их незначительной мощностью, либо с несогласием, широко отмечаемым в северо-западной части Тихого океана. Мощность ассоциации до 46 м, но в скв. 452 она отсутствует.

Глинистая ассоциация (неоген-четвертичная) — типичные глубоководные пелагические глины, неравномерно цеолитовые (цеолиты составляют от 1 до 80% осадка) с редкими марганцевыми микростяжениями и конкрециями. Цвет осадков от желто- до темно-коричневого. В верхней части разреза отмечено два прослоя (1 см, 5 см) хорошо сортированного полимиктового песка, состоящего из обломков вулканических пород, кремней, кварца, плагиоклаза и др. (скв. 452). Иногда (скв. 59) отмечаются тонкие прослои диатомовых илов. Мощность ассоциации около 25 м.

Нетрудно заметить, что рассмотренные отложения сходны с пелагическими глинами, развитыми в котловинах Филиппинского моря.

С юга Восточно-Марианская котловина ограничена Каролинским поднятием. Скважина на его своде (ст. 56) вскрыла толщу белых и светло-коричневых фораминиферово-наннофоссилиевых пород (мел) олиго-

цен — миоцена. Глинистая примесь незначительна. Попадаются редкие фрагменты иглокожих, спикулы губок, радиолярии. Это типичная ассоциация пелагических известняков, сходная с таковой, развитой на поднятиях в Филиппинском море.

Берингово море. Структура дна этого бассейна менее сложная, чем Филиппинского, что обусловило и более простое строение осадочного чехла [9, 16]. Для него характерны три главные породные ассоциации. На облике отложений сказалось расположение бассейна в пределах северного пояса кремненакопления.

Терригенная (и кремнисто-терригенная) турбидитная ассоциация (станции 180, 186, 190, 191) представлена обычными для таких ассоциаций алевритистыми глинами с прослоями алевритов и алевритистых песков. Мощность и количество обломочных прослоев различны как в разных районах, так и в пределах одного разреза. Для отложений характерны «турбидитные текстуры» и присутствие переотложенных органических остатков (литоральных, батиальных). В отличие от соответствующих ассоциаций в Филиппинском море здесь глины часто обогащены кремнеземом (диатомовые), образующим и самостоятельные прослои (глинистые диатомиты). Там, где они являются существенной частью разреза, ассоциация может быть определена как кремнисто-терригенная турбидитная (станции 190, 191). Состав терригенного материала полимиктовый, с преобладанием компонентов вулканических пород. В небольшом количестве в ассоциации присутствуют пепловые прослои. Мощность отложений большая (до 900 м). Скорость седиментации, определенная для разреза скв. 180, колеблется от 350 (в межледниковье) до 2845 м/млн лет (в периоды оледенения) [16].

Эта ассоциация встречена в Командорской, Алеутской депрессиях и в восточной части Алеутского желоба. Возраст ассоциации — плиоценчетвертичный, иногда она охватывает и верхний миоцен.

(диатомовая) Глинисто-кремнистая ассоциация (станции 184, 185, 188, 189, 190) наиболее распространена. Это оливковосерые разных оттенков отложения, состоящие из смеси в различных пропорциях терригенного материала (глины, алеврита) и диатомей. Соотношения их меняются как в разрезе, так и по площади, что определяется главным образом разным поступлением терригенного материала, количество которого возрастает на участках, приближенных к источникам сноса, и во время гляциальных максимумов. Содержание биогенного кремнезема в осадках колеблется от 20 до 90%, и только отдельные прослои почти бескремнисты. Кремнезем представлен диатомеями, и лишь в незначительном количестве присутствуют силикофлагелляты, радиолярии и губки. В некоторых разрезах на отдельных интервалах присутствуют прослои с фораминиферами (планктонные и бентосные) и перекристаллизованные известняки (5-50 см), но в целом карбонатность очень низкая. Довольно обычны прослои (5-10 см, редко до 50 см) кристалловых (плагиоклазы) и витрических пеплов, местами встречаются также полимиктовые песчаники. В глубоких частях разрезов отмечается глинизация витрокластики. Там, где пеплов много, ассоциация может быть определена как пеплово-глинисто-диатомовая. Нередко в осадках встречается пирит. Мощность отложений большая (от 370 до 700 м). Скорости седиментации колеблются от 75 до 175 м/млн лет; увеличение скорости связано с обогащением отложений терригенным материалом [9]. Возраст ассоциации обычно относят к плиоцен-четвертичному интервалу, но иногда нижняя их граница опускается в верхний миоцен.

Гемипелагическая алевро-глинистая ассоциация (станции 184, 188, 189, 190, 191) представлена монотонной толщей темных зелено-серых алевритистых глин, часто пятнистых с биотурбациями. Диатомовые осадки либо отсутствуют, либо их мало (частично это связано с растворением). Встречаются прослои и линзы алеврита, песка, а также пепла; отмечен пирит, образующий иногда конкреции. Ассоциация всюду залегает ниже рассмотренной ранее и относится к среднему — верхнему мноцену. Она полностью почти нигде не пройдена; мощность ее составляет 400 м и более.

Характерной особенностью отложений, слагающих осадочный чехол Берингова моря, является не только большая роль диатомовых остатков, но и исключительно слабая карбонатность осадков, что очень заметно в районах поднятий. Если в Филиппинском море на поднятиях возникали мощные карбонатные толщи, то в Беринговом этого не наблюдается, и разрез здесь мало отличается от разреза в смежных котловинах (депрессиях).

Аляскинская абиссальная котловина. За пределами желоба, уже в открытой части океана, пробурена скв. 183 (глубина 4708 м), дошедшая до базальтов [16]. В разрезе выделяются следующие ассоциации: 1) глинисто-кремнистая (диатомовая), в верхней половине с большим количеством пеплов; мощность 210 м; скорость седиментации от 8 (кремнисто-глинистая часть до 60 м/млн лет (пеплистая часть); возраст — средний миоцен — квартер; 2) гемипелагическая глинистая, внизу переходящая в глинистый наннофоссилиевый мел; мощность 38 м, скорость седиментации 3—4 м/млн лет; возраст средний миоцен-олигоценовый (?); 3) терригенная турбидитная; мощность 253 м; возраст эоценовый; 4) железистые и марганцовистые глины и известняки нижнего эоцена мощностью около 5 м, залегающие на базальтах.

Таким образом, в общих чертах отложения осадочного чехла весьма сходны с таковыми Берингова моря. В обоих случаях основной фон разрезов образован разным сочетанием биогенного (диатомового) кремнезема и терригенного (преимущественно алевритового и глинистого) материала.

Море Фиджи. Основными структурно-морфологическими элементами являются (с запада на восток): Южно-Фиджийская котловина, подводный хр. Лау и междуговая котловина Лау, отделенная от открытого океана островной дугой и желобом Тонга. В первой котловине пробурены две скважины: 285 (глубина воды 4674 м) и 205 (глубина воды 4320 м); во второй — скв. 203 (глубина 2720 м).

По данным этих скважин в осадочном чехле котловин выделяются следующие породные ассоциации [7, 8].

Известково-пепловая ассоциация (скв. 203, 205, 285) образована неравномерным чередованием нанноилов (или мела) и пеплов (туфов). Нанноилы светло-коричневые, окрашенные окислами железа, желтовато- и светло-серые, обычно с примесью пепла (от 5 до 40%); в небольшом количестве попадаются фораминиферы (иногда это бентосные формы, перемещенные с шельфа), местами на отдельных интервалах довольно много радиолярий. Пеплы существенно витрические, как правило, тонкие, с примесью кристаллокластики. Стекла — от светлых (SiO₂ 68%) до зеленых и коричневых (SiO₂ 48%); кристаллы представлены плагиоклазами (от андезина до битовнита), авгитом, редко оливином, местами попадается кварц. Кроме тонких пеплов, встречаются лапиллиевые, а также черные оливиново-гиалокластитовые песчаники с примесью галек везикулярного базальта; такие образования наблюдаются в нижней части разреза, там, где ассоциация залегает на вулканическом фундаменте. Почти всегда в пеплах отмечается та или иная примесь (до 30%) кокколитов. Толщина осадков разного состава варьирует в больших пределах — иногда это тонкое чередование (3-15 см), а иногда однородные пачки мощностью до нескольких метров. Мощность ассоциации составляет 300—400 м. Возраст миоценовый (станции 285, 205) или более молодой, охватывающий интервал от конца миоцена до голоцена (ст. 203). Скорость седиментации очень высокая, особенно там, где много относительно грубой кластики. Так, для нижней части разреза (скв. 285) приводится значение 1000 м/млн лет, но кверху скорость уменьшается до 40 м/млн лет.

Отложения формировались в продуктивной зоне на разных глубинах, но выше КГК, при обильном поступлении вулканокластики разного состава — от среднего и даже кислого до базальтового. Вулканический материал в основном поступал в депрессии с соседних поднятий: с хребта Лау (станции 205, 285) и дуги Тонга (ст. 203); последняя расположена примерно в 150 км от места, где была пробурена скважина.

Рассмотренная ассоциация составляет главную часть разрезов (помощности). В верхней их части количество пепла снижается и появляются коричневые пелагические цеолитовые глины. По соотношению разных типов пород здесь выделяются следующие ассоциации.

Пеплисто-глинистая (станции 205, 285) состоит из коричневых пелагических цеолитовых глин, с примесью пепла среднего состава и пемзы; пеплы образуют также дискретные прослои. Мощность ассоциации 20 м; стратиграфический диапазон: верхи плиоцена — голоцен. В скв. 285 пеплового материала нет и ассоциация представлена глиной с большим количеством марганцовистых микростяжений; мощность отложений 18 м.

Известково-глинистая (ст. 205) образована темно-коричневой железистой цеолитовой глиной с примесью кокколитов и прослоями желтовато-коричневых глинистых нанноилов; мощность 16 м; возраст поздний миоцен — плиоцен.

Кремнисто-известковая (ст. 285) состоит в основном из нанноилов, отдельные интервалы которых обогащены радиоляриями (до 40%), а иногда и пеплом (5—15%); мощность около 40 м; возраст поздний миоцен; скорость седиментации — около 15 см/тыс. лет.

В целом осадочный чехол моря Фиджи состоит из двух комплексов отложений: мощного, представленного карбонатными пелагическими илами с большим количеством вулканокластики, поступающей с вулканических дуг, и маломощного, образованного пелагическими илами, среди которых большое значение приобретают «красные глубоководные глины».

Южная котловина. В открытом океане на западе котловины пробурена скв. 204 (глубина воды 5354 м), вскрывшая 160 м осадков. Она расположена в 72 милях от оси желоба Тонга. Нижняя часть разреза (44 м) представлена туфами, тефрогенными песчаниками и конгломератами андезитового и базальтового состава; на основании находок иноцерамового детрита отложения условно отнесли к меловым. Считаетс., что их формирование связано с вулканизмом хр. Луисвилл [8].

Выше развита пеплово-глинистая ассоциация, представленная в основном темно-коричневыми и красновато-коричневыми цеолитовыми глинами, часто железистыми (Fe₂O₃ до 20%, в отдельных случаях до 63%); в глинах присутствует разная по количеству примесь кристалловитрического пепла преимущественно андезитового состава, хотя встречается и кварц. На отдельных интервалах пепел становится доминирующим компонентом (до 80%). Такие прослои отличаются более светлым коричневым или серым цветом. Мощность их от 2—3 см до 1 м, и в разрезе они распределены неравномерно (больше их в верхней части колонки и в среднем миоцене). Вулканокластика поступала скорее всего с хр. Тонга.

Органическими остатками осадки очень бедны. В них встречаются зубы рыб и отолиты, а также песчаные фораминиферы; изредка попадаются радиолярии.

Мощность ассоциации 103 м; охватывает она интервал от нижнего миоцена (или олигоцена) до верхов квартера.

Хотя осадки здесь накапливались ниже КГК и бескарбонатны, они похожи на неоген-четвертичные отложения Южно-Фиджийской котловины и по обилию пелагических «красных глин», и по характеру пепловой составляющей.

* *

Остановимся на трех положениях, которые будут необходимы в дальнейшем, при сравнении палеозойских геосинклинальных отложений с современными осадками океанов.

1. Коротко суммируем данные о распределении породных ассоциаций в краевых морях. Несмотря на то, что рассмотрены только три примера, выделенные породные ассоциации вполне представительны и могут быть эталонными при сравнении.

Латеральные ряды ассоциаций довольно сложные; их состав и размещение определяются как подводной топографией, так и расположением источников седиментационного материала. Последний, как отмечалось выше, представлен терригенным, гидрогенным (биогенным) и вулканогенным веществом. Смещение и сочетание их (парагенез) приводит к формированию определенных ассоциаций осадков или пород.

С континента или островной суши (например, о. Лусон) терригенный материал поступает не только на шельф, но и на склон и к его подножию, формируя терригенную или кремнисто-(диатомово)-терригенную турбидитную ассоциацию; она может накапливаться на глубинах ниже или выше КГК; в последнем случае отложения содержат карбонатные осадки. В глубь бассейна (и в стороны от него) турбидитные ассоциации переходят в гемипелагические алевро-глинистые или диатомово-глинистые (Берингово море), которые в абиссальных условиях сменяются ассоциацией миопелагических и, далее, эвпелагических в глин. Этот довольно простой ряд, отражающий в целом дифференциацию терригенного материала, усложняется появлением гидрогенного вещества иногда кремнистого (диатомеи, радиолярии), но чаще известкового. Оно поступает из поверхностной продуктивной зоны, а частично выносится с внутрибассейновых подводных поднятий (известняковые турбидиты). Пелагические известняки могут сочетаться с глинистыми или кремнистыми (радиоляриевыми) осадками, образуя соответствующие ассоциации.

Большое влияние на седиментацию оказывает вулканокластический материал. Он слагает мощные турбидитные толщи в виде клиновидных шлейфов, оконтуривающие вулканические островодужные архипелаги. Кроме того, вулканические пеплы выносятся воздушными и морскими течениями в депрессии и дают начало ряду ассоциаций: пеплово-глинистой, (гемипелагической), пеплово-известковой, пеплово-глинисто-диатомовой и пеплово-глинистой (эвпелагической).

Временные соотношения ассоциаций сложные, что определяется прежде всего тектоническим развитием регионов (появление и отмирание активных вулканических дуг) и изменением подводной топографии, а также эвстатическим изменением уровня моря и др. Но при всей сложности развития довольно четко улавливается тенденция увеличения значения в верху осадочного чехла более глубоководных бескарбонатных отложений (в том числе и «красных глин»).

Приведем некоторые примеры.

В глубокой части Филиппинской котловины (ст. 291, гл. 5237 м; ст. 290, гл. 6070 м; ст. 447, гл. 6032 м) палеоген представлен известковоглинисто-кремнистой ассоциацией с пеплами; обилие коколитов указывает на формирование ее выше региональной КГК; неоген-четвертичные отложения (бескарбонатные цеолитовые глины) возникли ниже КГК.

В котловине Паресе-Вела (ст. 449, гл. 4712 м) осадочный разрез состоит из следующих подразделений (снизу): 1) нанноилы (14 м), 2) коричневые глины с прослоями пепла, редкими кокколитами и радиоляриями (40 м); оба подразделения относятся к нижнему миоцену; 3) известково-глинисто-кремнистая ассоциация среднего миоцена с наннофоссилиями и радиоляриями (17 м); 4) коричневые пелагические глины (41 м) миоцен-четвертичного возраста. Очевидно, здесь участок дна дважды испытывал колебания относительно КГК, причем главное его опускание произошло в неоген-четвертичное время.

В Южно-Фиджийской котловине (ст. 285, гл. 4674 м) выше миоценплиоценовой известково-пепловой ассоциации развиты типичные пелагические цеолитовые глины (плиоцен — квартер). В принципе та же

⁶ В формировании эвпелагических глин принимает участие не только терригенный компонент, но и измененная гиалокластика, а также в ряде случаев вулканогенное железо. Поэтому эти осадки нельзя считать просто конечным продуктом дифференциации терригенного вещества.

картина наблюдается и на ст. 205, только глины здесь обогащены пеплом.

2. Полезно также привести данные о мощности осадочного чехла. Во многих скважинах он пройден целиком, до базальтового основания, в других, где скорость седиментации велика, он не вскрыт. Мощность отложений определяется их составом и в меньшей степени возрастом основания; в некоторых случаях оказывает влияние и выпадение отдельных стратиграфических интервалов.

В Филиппинском море наименьшие мощности связаны с депрессиями Западной котловины, где развиты тонкие пелагические и гемипелагические осадки. На ст. 294 осадочная толщина достигает 112 м, а на ст. 291—118 м (в обоих случаях возраст основания эоценовый); на ст. 290, где появляется примесь пеплов, мощность несколько возрастает (220-250 м). В этой же котловине и на тех же глубинах, как только появляется турбидитная ассоциация, мощность возрастает до 517 м, хотя стратиграфический интервал отложений здесь меньше (основание ---верхи среднего миоцена). В котловине Паресе-Вела, где больше вулканокластики, сравнительно малые мощности связаны с присутствием пеплово-глинистой и пеплово-глинисто-карбонатной ассоциаций. На ст. 444 мощность осадков 260 м, на ст. 450-330 м; в обоих случаях разрез охватывает интервал до среднего миоцена. На севере той же котловины (ст. 297) толща того же возраста превышает 679 м (основание не вскрыто), по сейсмическим данным оно находится на 780 м ниже дна; «раздув» осадков связан с появлением турбидитовой ассоциации. Наибольшие мощности отмечаются вблизи «вулканических хребтов». Так, на хр. Кюсю-Палау (ст. 296, 448) вскрыты отложения до среднего олигоцена (основание не достигнуто), превышающие 900-1000 м; это обусловлено присутствием вулканокластических турбидитов; то же самое наблюдается на Западно-Марианском хребте (ст. 451, разрез 930 м). В целом в Филиппинском море наблюдается большой градиент мощностей (от 112 до 1000 м).

В Беринговом море толщина осадочного чехла достигает 900 м и более, и резкого изменения ее здесь не наблюдается.

В море Фиджи мощность осадочных образований 400—550 м, причем она складывается из мощных карбонатно-пепловых накоплений, развитых преимущественно в нижней половине разреза (миоцен), и маломощных в его верхней части, где большое значение приобретают пелагические глины.

Местами значительные толщи образованы карбонатными, фораминиферово-наннофоссилиевыми илами. Так, например, на одном из поднятий в Филиппинском море они слагают 367-метровую толщу (станции 292, интервал верхний эоцен — голоцен), а в Новокаледонской котловине ими образована толща в 614 м (ст. 206, средний олигоцен — плейстоцен).

3. Посмотрим насколько сходны депрессионные осадки краевых морей и смежных участков открытого океана.

Так, в Западной котловине Филиппинского моря с глубинами от 5200 до 6070 м (см. фигуру, ст. 291, 290, 294, 447) неоген-четвертичный разрез представлен коричневыми пелагическими глинами разных оттенков; всегда присутствуют цеолиты (от следов до 10%), характерны микростяжения гидроокислов железа, в некоторых разрезах есть прослои с примесью тонкого кристал. овитрического пепла и палагонита; органических остатков мало, и они встречаются спорадически; это ихтиолиты, радиолярии и изредка кокколиты (там, где глубины <5 км, появляются прослои нанноилов). В открытой части океана (Восточно-Марианская котловина) неоген-четвертичные отложения представлены 25-метровой пачкой коричневых пелагических глин с цеолитами, микростяжениями гидроокислов железа и марганца и небольшой примесью кристалловитрического пепла. Таким образом, неоген-четвертичные депрессионные осадки Филиппинского моря аналогичны развитым в близлежащей абиссальной котловине океана.

Отложения Берингова моря заметно отличаются от осадков, развитых в Филиппинском море, что определяется его положением в иной климатической зоне и принадлежностью к северному поясу диатомового кремненакопления. Это сказалось на характере отложений. Верхняя часть разрезов (плиоцен-четвертичная) образована в основном глинисто-диатомовой ассоциацией, нередко обогащенной пеплами, а нижняя (миоценовая) представлена гемипелагической алевро-глинистой ассоциацией. По существу то же строение имеет разрез в Аляскинской котловине. Верхняя его часть (миоцен — квартер) глинисто-диатомовая, а нижняя (миоцен — олигоцен) образована гемипелагическими алевроглинистыми илами.

В котловинах моря Фиджи скважины пробурены на участках с меньшей глубиной (4670, 4320 м), чем в океане (станции 204, гл. 5354), что несколько затрудняет сравнение. Однако и здесь верхи разрезов сходны. Так, в скв. 285 плиоцен-четвертичные отложения образованы маломощными красно-коричневыми цеолитовыми глинами с обильными (20— 40%) микростяжениями окислов железа и небольшой примесью пепла; залегают глины на наннофоссилиевых илах миоцена. В абиссальной котловине (ст. 204) этот интервал тоже представлен пелагическими глинами с цеолитами и обильными железистыми стяжениями; в осадках встречаются прослои, обогащенные пеплом. В отличие от котловин моря фиджи пелагические глины здесь прослеживаются до среднего олигоцена.

Следовательно, несмотря на то что отложения краевых морей очень разнообразны и в них большое значение имеют кластические осадки, непременным элементом их разреза являются пелагические образования, аналогичные таковым в прилегающей части открытого океана. Изменения гидрогенной пелагической седиментации при переходе от одной климатической зоны к другой происходит одинаково в абиссальных котловинах и прилегающих краевых морях. Такое сходство в строении осадочного чехла пары абиссальная равнина — краевое море, нарушаемое в пределах последнего лишь «добавкой» кластического материала, является важным диагностическим признаком, позволяющим на основании изучения депрессионных осадков палеозойских краевых морей получать информацию о гораздо хуже сохранившихся отложениях собственно палеоокеанов.

Литература

- 1. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский и др. Палеозонды Евразии и некоторые
- пешет А. Б., Штренс П. А., поссиловский и ор. Палеозонды Евразин и некоторые вопросы эволюции геосинклиналей. Сов. геология, 1979, № 12, с. 7—25.
 Пущаровский Ю. М., Руженцев С. В. Геологические особенности современных и древних океанов. Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 2, с. 404—406.
 Руженцев С. В. Океаны и палеоокеаны. В кн.: Осадочный чехол дна Мирового океана и суши по данным сейсморазведки. М.: Наука, 1984, с. 10—27.
- 4. Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана. — Литология и полез. ископаемые, 1968, № 6, c. 17—37.

- № 6, с. 17—37.
 5. Тимофеев П. П., Холодов В. Н. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 7, с. 10—34.
 6. Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Основные (рифейские и фанерозойские) структуры земной коры. Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 453—456.
 7. Andrews J. E. e. a. Initial Reports of DSDP, Wash., 1975, v. 30, 753 p.
 8. Burns P. E. e. a. Initial Reports of DSDP, Wash., 1973, v. 21, 931 p.
 9. Creager J. S., Scholl D. W., Boyce R. E. Initial Reports of DSDP, Wash., 1973, v. 19, 10. Fisher A. G. e a. Initial Reports of DSDP, Wash., 1971, v. 6, 1329 p.
 11. Hussong D. M. e. a. Initial Reports of DSDP, Wash., 1982, v. 60, 929 p.
 12. Jenkyns H. C., Winterer E. L. Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, v. 60, № 3, p. 351—357.
 13. Karig D. E., Ingle J. C., Bouma A. H. e. a. Initial Reports of DSDP, Wash., 1975, v. 13, 927 p.
 14. Klein G. de-V., Kabahashik, Chamley H. Initial Reports of DSDP, Wash., 1980, v. 58.

- 14. Klein G. de-V., Kabahashik, Chamley H. Initial Reports of DSDP, Wash., 1980, v. 58. 15. Kroenke L., Scott R., Balshaw K. e. a. Initial Reports of DSDP, Wash., 1981, v. 59.
- 16. Kulm L. D., von Huene R., Duncan J. R. e. a. Initial Reports of DSDP, Wash., 1973, v. 18. 1077 p.

Геологический институт АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 8.11.1985 УДК 549.623.5

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОРРЕНСИТОВ И КОРРЕНСИТОПОДОБНЫХ МИНЕРАЛОВ

КОССОВСКАЯ А. Г., ДРИЦ В. А.

В статье предложены кристаллохимическая и генетическая классификации 28 Å смешанослойных триоктаэдрических образований, относимых к корренситам и корренситоподобным минералам. Рассмотрены типы корренситов, связанные с эвапоритовыми отложениями, эпигенетическими преобразованиями мощных кластогенных серий, продуктами вторичных изменений магматических пород континентов и океанов.

В разных геологических обстановках встречаются 28 Å смешанослойные триоктаэдрические минералы, в которых упорядоченно или с тенденцией к порядку хлоритовые пакеты чередуются с «подвижными» пакетами смектитового, вермикулитового или дефектно-хлоритового типа. Минералы с упорядоченным чередованием хлоритовых и смектитовых пакетов называются корренситами, 28 Å смешанослойные минералы с другим типом «подвижных» пакетов авторы предлагают называть корренситоподобными минералами. Это семейство в отличие от других упорядоченных смешанослойных минералов широко распространено, что позволяет корренситы и корренситоподобные минералы отнести к породообразующим и рассматривать их как предшественников хлоритов, которые образуются в близких обстановках, но при более высоких температурах или больших концентрациях Mg и Fe²⁺ в реакционных растворах.

Схема геологической типизации корренситов была впервые предложена А. Г. Коссовской [48], выделившей три генетических типа, связанных: 1) с эвапоритовыми отложениями; 2) с терригенными и вулканогенными осадочными образованиями, испытавшими преобразования на уровне глубинного эпигенеза; 3) с андезито-базальтовыми породами, в которых корренситы встречаются в миндалинах, порах и трещинах и представляют постмагматические образования.

Близкие генетические группы выделены Б. Кюблером [49]. Отличие заключается в том, что этот автор раздельно выделяет группы корренситов, связанные с эвапоритовыми и карбонатными породами, а корренситы терригенных, вулканогенно-терригенных и магматических пород объединиет воедино. Вряд ли это можно признать правильным, учитывая несхожесть геологических условий, в которых формируются корренситы при эпигенезе стратифицированных вулканогенно-терригенных отложений или при гидротермальных наложенных процессах изменения различных типов магматических пород.

СТРУКТУРНО-КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ И ДИФРАКЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОРРЕНСИТОВ И КОРРЕНСИТОПОДОБНЫХ МИНЕРАЛОВ

Рассмотрим кратко основные кристаллохимические и дифракционные особенности, свойственные триоктаэдрическим минеральным разновидностям, вне зависимости от состава катионов октаэдрического слоя, которые либо содержат фрагменты структур хлорита, сапонита или вермикулита, либо характеризуются «промежуточными» свойствами межслоевых промежутков. Под переходными промежуточными свойствами межслоя понимаются свойства, одна часть которых сближает данную область с межслоевыми промежутками минералов одного типа, а другая — с межслоевыми промежутками другого типа. Типичным примером такого рода структур может служить разбухающий хлорит. По свойствам разбухания под действием органических жидкостей этот минерал сходен со смектитами, а по поведению при нагревании — с хлоритами. Поэтому дифрактограмма препарата, насыщенного этиленгликолем или глицерином, содержит соответственно отражения 001' с d (001), равным 16,9 и 17,7 Å, тогда как после прокаливания образца она близка дифракционной картине хлорита, находящегося в естественном состоянии. Очевидно, что характерной особенностью разбухающего хлорита является отсутствие эффекта обмена межслоевыми катионами.

Другим примером минерала с переходными свойствами межслоев может служить «дефектный» хлорит. В его структуре бруситовые сетки имеют прерывный, островной характер, что понижает устойчивость минерала к нагреванию. Минерал не разбухает при насыщении органическими жидкостями, но сжимается при последовательном увеличении температуры до d (001) = 10 Å. В отличие от вермикулита он не изменяет своей дифракционной картины после обработки в растворах солей K, Na, аммония и др. Описания разбухающего и «дефектного» хлоритов, изученные авторами, приводятся ниже.

Среди 28 А упорядоченных смешанослойных структур выделяется несколько минеральных разновидностей [3, 5, 13, 36—38, 50].

Как уже упоминалось, в структуре собственно корренсита упорядоченно чередуются хлоритовые и сапонитовые пакеты. Дифракционная картина корренситов, полученная от ориентированных препаратов, содержит строго целочисленную серию базальных отражений 001 с d (001), равным 24,5—25,5 в природном, 31 и 32,5 Å в насыщенном этиленгликолем и глицерином состояниях и уменьшается до 24 Å после прокаливания образца при 500—600° С. Идеальная кристаллохимическая формула корренсита имеет вид

$$M_{x-y}(R_{y-y}^{2+}R_{y}^{3+})(Si_{y-x}Al_{x})O_{20}(OH)_{10},$$

где \mathbb{R}^{2+} и \mathbb{R}^{3+} представлены катионами Mg, $\mathbb{F}e^{2+}$ и Al, $\mathbb{F}e^{3+}$ соответственно. Корренситам свойственны разнообразные изоморфные замещения в октаэдрах и тетраэдрах, что приводит к существованию серии твердых растворов от почти чисто магнезиальных до существенно железистых.

В структуре другой 28 Å разновидности упорядоченно чередуются хлоритовые и разбухающие хлоритовые пакеты. В дифракционном отношении данная разновидность отличается от корренсита поведением при нагревании образца до 500° С. На дифрактограмме последнего вновь фиксируется целочисленная серия базальных отражений с d (001)=28 Å.

В структуре третьего 28 Å упорядоченного смешанослойного минерала хлорит-вермикулит отсутствует эффект разбухания после обработки глицерином и этиленгликолем, особенно в тех случаях, когда вермикулитовые межслои содержат обменные катионы Mg. После прокаливания вермикулитовые слои сжимаются и дифрактограмма образца содержит отражения 001 с d(001)=23,5 Å. Близкий эффект достигается и после насыщения образца обменными катионами K, что приводит к преобразованию вермикулитовых пакетов во флогопитовые с толщиной пакетов в 10 Å. Следует отметить, что вермикулитовые пакеты в смешанослойных структурах могут отличаться, как и вермикулиты, величиной отрицательного заряда 2:1 слоев. При этом в случае высокозарядных Mg-насыщенных вермикулитовых пакетов эффект разбухания отсутствует при обработке глицерином или этиленгликолем, тогда как в случае низкозарядных вермикулитовых пакетов структура смешанослойного минерала начинает разбухать при насыщении молекулами этиленгликоля.

В некоторых 28 Å смешанослойных структурах оба типа межслоевых промежутков (или один из них) могут обладать свойствами, промежуточными между свойствами и составом межслоев той или иной пары индивидуальных минералов. Например, может оказаться, что в некоторых структурах часть свойств обоих типов межслоев окажется общей, например способность к сближению слоев при нагревании или к разбуханию

Таблица 1

Компоненты	Мд-корренситы															
		терриген	но-карбонатн	о-эеапоритов	ые формации		карбон	атно-доломитовы	е формации	гидротермально переработанные гипс-доломитовые породы						
	1	2	3	4	5	6	7	7a	8	9	10	11	12			
SiO ₂	37,39	37,76	41,06	39,26	46,42	45,3	41,2	30,7	37,2	39,46	33,95	34.33	41.16			
TiO ₂	0,61	0,99	0,60	0,28	0,82	0,6	0,04	0,05	0,4	0.02			0,16			
Al_2O_3	13,49	11 ,41	13,01	16,61	17,90	14,3	12,1	16,2	15,5	12,52	19,26	14,94	12,55			
Fe_2O_3	13,28	6,60	11,07	3,41	3,63	3,0	1,74	2,3		0,31	0,71	0,15	1,01			
FeO	2,60	4,45	3,46	5,85	2,93	1,33	0,39	0,5	} 6,7 1,0	} 0,7	0,14	0,69	0,63	6,05		
CaO`	0,07	3,65	0,28	4,11	0,41		1,4	1,9		0,06	0,70	0,33	1,85			
MgO	17,41	17,88	14,99	15,94	11,74	18,2	22,0	29,5	18,9	24,91	26,31	32,19	25,67			
MnO	-	0,06	0,01	_	0,03	0,02		_	0,01		_	_	0,05			
Na ₂ O	0,25	0,73	· 0,19	0,34	0,11	0,5	0,07	0,1	0,2	0,22	0,74	0,11	0,26			
K ₂ O	1,73	1,78	3,15	2,67	4,20	2,2	0,22	0,3	1,4	0,03	0,05	0.2	0.03			
H ₂ O ⁻	4,84	3,25	4,32		3,19	_	6,8			10,24	6,55	3,67				
H_2O^+	8,30	7,28	7,90	-	7,91	_	15,4	} 18,0	18,4	11,2	11,26	13,18	} 15,9			
CO2	_	5,00	0,20	-	-	_		_	_			_				
П.п.п.	-	-		11,60	0,77	8,2	_				_		_			
Сумма	99,97	100,84	100,24	100,07	100,06	93,65	101,36	99,55	99,71	99,11	100,22	99,73	104,69			

Компо-	FeMg-корренситы зоны глубинного эпигенеза кластогенных и вулканогенных формаций							Mg—Fe-, Mg- и Fe-корренситы гидротермально преобразованных основных и ультраосновных пород													
ненты	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30			
SiO ₂	33,8	35,0	53,62	33,57	31 ,91	35,95	43,30	38,88	33,92	38,38	35,82	36,7	36,57	38,99	38,36	36,57	41,70	32,72			
TiO ₂	1,56	0,13	0,75	0,59	0,77	0,33	1,35	0,85	0,03	1,83	_	0,1	1,06	2,17	0,58	0,04		0,30			
Al_2O_3	18,38	13,64	11,39	13,60	14,63	15,13	14,51	13,91	12,89	14,93	12,81	9,1	14,56	16,66	1,07	13,56	10,00	14,69			
Fe ₂ O ₃	7,57	9,69	3,78	8,38	16,46	6,65	7,90	14,4	1	1 42 24	6,42	10,6	11,13	2,17	h	1,86)	20,60			
FeO	15,15	13,59	11 ,81	11,31	4,41	9,15	10,21	2,95	14,45	<i>13,31</i>	9,03	2,3	4,83	8,83	} 4,44	3,06	7,08	3,77			
CaO	1,32	1,59	1,60	2,20	2,74	1,86	3,22	3,98	0,99	0,45	1,18	2,2	4,35	0,17	0,40	1,35		2,42			
MgO	9,11	10,83	6,80	12,93	11,56	14,76	7,33	10,04	20,17	19,27	19,37	21,7	13,85	19,69	29,71	27,10	26,27	8,10			
MnO	-	0,52	1,10	0,26	0,25	0,38	0,25	0,24	- 1	0,19	0,23	_	0,24	0,03	_	0,15		0,77			
Na ₂ O	0,48	0,37	1,35	1,0	1,65	1,73	1,18	1,21	0,02	0,56	0,42	0,4	0,96	0,03	_	0,79	0,22	0,50			
K ₂ O	2,05	0,11	0,70	0,80	0,65	1,13	1,22	0,94	0,12	0,08	0,44	0,2	0,84	0,11	0,14	0,08		0,26			
H₂O⁻	40 33	14. 96	2,24	5,68	4,90	6,62	_	6,51	1.7 00	hu	11 4 05	9,5	2,98		-	6,76	-	10,13			
H ₂ O+	J ^{10,33}	<i>14,20</i>	4,68	9,68	10,47	7,30		4,97	<i>11,20</i>	<i>}</i> ¹¹ ,0	14,95	8,1	8,11	<i>}</i> ¹¹ ,0	-	7,74	—	5,15			
CO3	-	-	_	_			-		_		_	_		-	-		_				
П.п.п.	-	_	-	-	-	_	9,50	_	-		-	—	_		_	_		_			
Сумма	99,75	99,73	99,82	100,00	100,39	100,99	99,97	98,88	99,83	100,00	100,67	100,9	99,48	99,85	74,7	99,06	85,27	99,41			

Таблица 1 (продолжение)

Примечание. В этой н следующей таблице 1-30 — номера образцов: 1-3 — Оренбургское Приуралье, верхняя пермь, корренситы с Fe-иллитами (1 — обр. 24, фр. 0,001 мм, 2-3 — обр. 26 фр. 0,01 – 0,001 мм [14]); 4 — Татарская АССР, верхняя пермь, (обр. 270 [25]); 5 — Прибалтика, средний девон (обр. 56, фр. 0,001 мм [14]); 6 — цехитейн-кейпер (обр. E13A [25]); 7-8 — верхнемисская ские отложения США (7 — Колорадо, содержит 20% SIO₂ (аморф.), 7а — то же, пересчитанный на бескреминстый [34], 8 — коррексит с иллитом [58]); 9—11 — гипсы из гидротермальное из гидротермальное из прибатика, средний на бескреминстый [34], 8 — коррексит с иллитом [58]); 9—11 — гипсы из гидротермальное из гидротермальное из протермальное из протермальное из гидротермальное из протермальное из протермальнае из протермальное из протермальнае из протермальное и протермальное из протермальное из про при насыщении органическими жидкостями. К этому типу 28 А упорядоченных смешанослойных минералов относится сангарит [3]. Отличие его от большинства других известных 28 А смешанослойных образований состоит в том, что он не содержит разбухающих при обработке этиленгликолем и глицерином межслоев. Не наблюдается изменений в дифрактограммах образца и при его предварительной обработке в 1 н. растворах нитрита аммония, K2CO3 и KOH. Прокаливание образца при 450° С приводит к значению d (001) = 24 Å, а после нагревания до 650° С оно уменьшается до 23,2 А. Главная особенность структуры сангарита заключается в том, что природа его межслоевых промежутков существенно отличается от межслоевых промежутков истинных хлоритов и вермикулитов. Отсутствие эффекта при насыщении катионами К обусловлено, очевидно, более прочными по сравнению с обычными вермикулитами силами связи между межслоевым материалом и примыкающим к нему 2:1 слоями. Возможно, «сжимающиеся» при нагревании межслои содержат островковые фрагменты бруситоподобных сеток или заселены катионами Fe, которые практически находятся в необменном состоянии. Характер сил связи между одно- и трехэтажными слоями также отличается от аналогичных сил связи в структуре хлоритов, поскольку нагревание образца до 750° С приводит к появлению отражений с d (001)=20 Å, т. е. разрушение бруситовой сетки сопровождается сближением примыкающих к ней 2:1 слоев. В этом отношении поведение хлоритовых пакетов при нагревании аналогично поведению при подобных обработках «дефектного» хлорита. Таким образом, в структуре сангарита характер связей бруситовой сетки с 2:1 слоями уже не хлоритовый, а природа лабильных межслоев еще не вермикулитовая.

Следует отметить, что реликты упорядоченного чередования разнотипных слоев могут сохраняться и при их трансформационных преобразованиях. Этот эффект отмечен А. Г. Коссовской и др. [10] на примере изучения диоктаэдрических смектитов, образовавшихся по минералам сангаритового типа. На их дифрактограммах регистрировалась целочисленная серия базальных отражений с d (001), равным 29,4 и 35,5 Å в природном и насыщенном глицерином состояниях, что свидетельствовало, с одной стороны, о гетерогенном составе и строении смежных межслоевых промежутков, а с другой — об их одинаковой способности к разбуханию.

Дифрактограммы некоторых смешанослойных минералов хлоритсапонит близки к дифракционным картинам корренситов, но отличаются от них прежде всего отсутствием строгой целочисленности базальных отражений, несмотря на наличие сверхрефлексов.

Отсутствие строгой упорядоченности базальных отражений может быть связано либо с наличием небольшого беспорядка в распределении разнотипных A- и B-слоев в кристаллах при $W_A: W_B = 0,5:0,5$, либо с тем, что содержание разнотипных слоев неодинаково, но реализуется максимально возможная при данном $W_A: W_B$ степень упорядоченности в их чередовании. Как правило, в природе к этим минералам относятся образования, в структуре которых $W_A: W_B$ меняется в интервале от 0,55: : 0,45 до 0,65: 0,35 при максимально возможной упорядоченности в чередовании разнотипных слоев (A — слог хлоритового типа, B — сапонитового) [5, 13, 23].

В. А. Дриц и Б. А. Сахаров [5] детально рассмотрели дифракционные критерии, используя которые, нетрудно выявить концентрацию и характер чередования слоев в корренситоподобных минералах.

В природе обнаружены также смешанослойные минералы, в которых хлоритовые и сапонитовые (вермикулитовые) пакеты чередуются с относительно высокой степенью порядка, однако из дифрактограммы не содержат сверхрефлексов [23]. К ним относятся структуры, в которых содержание пакетов одного типа резко преобладает над концентрацией пакетов другого типа. Дифракционные характеристики подобных смешанослойных структур подробно описаны В. А. Дрицем и Б. А. Сахаровым [5]. Наконец, существуют минералы, в которых хлоритовые и сапонитовые (вермикулитовые) пакеты чередуются в полном беспорядке. Для них характерно отсутствие сверхпериодичности при любых соотношениях $W_A: W_B$ и резкое нарушение целочисленности базальных рефлексов [5, 13, 23].

В настоящее время по химическим и структурным особенностям минералов, их геологическому распространению в определенных физикохимических обстановках и парагенетическим ассоциациям сопутствующих минералов можно выделить следующие генетические группы корренситов и родственных им минералов [4].

I. Магнезиальные седиментационно-диагенетические корренситы, связанные с эвапоритовыми терригенно-хемогенными и карбонатными формациями. К этому типу относятся также корренситы из гидротермально преобразованных пород доломитово-гипсовых комплексов, имеющие локальное распространение и хорошо изученные в ряде регионов Японии (табл. 1, обр. 1—12).

II. Магнезиально-железистые корренситы из мощных толщ кластогенных вулканогенно-осадочных или осадочных пород, преобразованных при региональном эпигенезе (см. табл. 1, обр. 13—19).

III. Железисто-магнезиальные корренситы, образующиеся при постмагматических преобразованиях основных и средних магматических пород в наземных и подводных условиях (см. табл. 1, обр. 20—30). В пределах этого типа выделяются три подтипа, которые, вероятно, в дальнейшем, будут детализированы: а) заполнения пустых пространств везикул, трещин и замещение основной массы породы (см. табл. 1, обр. 20—24); б) полная глинизация основной массы и породообразующих минералов базальтоидов, ультрабазитов и других магматических пород (см. табл. 1, обр. 25—29); в) локальные гидротермальные выделения (см. табл. 1, обр. 30).

Для первого подтипа, чаще всего связанного с базальтоидами, характерны очень устойчивый химический состав и одинаковые кристаллохимические формулы (табл. 2, обр. 20—26), для двух последующих возможно присутствие как чисто магнезиальных, так и чисто железистых разностей (см. табл. 1, обр. 27—30).

мg-корренситы седиментационно-диагенетического генезиса в терригенно-карбонатно-эвапоритовых формациях

В этом типе формаций корренсит был впервые открыт Ф. Липпманом [50, 51], описавшим этот минерал в пермо-триасовых отложениях ФРГ. Позднее этот исследователь совместно с М. Саваскиным [52], а также В. Эхли [39] дал очень подробное описание корренсита из тех же районов, где он был впервые открыт. Было установлено, что почти мономинеральный корренсит присутствует в гипсах; в доломитовых мергелях и аргиллитах корренсит распространен в подчиненных количествах, доминирующим минералом является иллит [52].

Важным этапом в изучении корренситов являлась монография Дж. Лука [53], посвященная изучению цехштейна Западной Европы и Северной Африки. Автором во всех породах, слагающих формацию, начиная от песчаников и глин и кончая каменной солью, был установлен постоянный парагенез двух основных компонентов: различных смешанослойных триоктаэдрических минералов хлорит-монтмориллонитового состава и диоктаэдрических иллитов. В группе хлорит-монтмориллонитовых минералов выявлено широкое распространение упорядоченных 28 Å смешанослойных минералов типа коррегсита.

В СССР региональное распространсние минералов группы Mg-корренситов установлено в верхнепермских и нижнетриасовых отложениях Приуральского прогиба [11—13, 25], восточной части Русской платформы [25], в Днепрово-Донецкой впадине [31] на Мангышлаке [24], в девонских отложениях Южной Прибалтики [13], в верхнепротерозойских и кембрийских комплексах Сибири [15, 24] и др.

Корренситы постоянно встречаются вместе с целой группой «родственных» им слоистых силикатов, начиная от триоктаэдрического монтмориллонита и кончая магнезиальным хлоритом. Парагенетическим спутником Mg-корренситов являются аутигенные железистые иллиты. Корренситы в терригенно-эвапоритовых формациях. Наиболее детально корренситы и парагенетически связанные с ними минералы изучены в верхней перми Оренбургского Приуралья. Этот разрез можно использовать в качестве модели, иллюстрирующей кристаллохимические типы минералов группы корренсита, характер их распределения в разрезе, приуроченность к определенным литологическим типам пород и парагенезы с типичными минералами-спутниками. Детально этот формационный комплекс описан А. Г. Коссовской и др., а также Т. Н. Соколовой [2, 13, 25].

В разрезе мощностью около 500 м представлен широкий спектр различных литолого-фациальных типов пород, начиная от пресноводно-терригенно-глинистых до лагунных, терригенно-хемогенных отложений, включающих карбонатные, сульфатные породы и иногда соли. По составу терригенные породы относятся к грауваккам (в нижней части к основным, а в верхней— к кислым). Породы приурочены к зоне начального эпигенеза (песчаники с пойкилитовым хемогенным или порово-пленочным глинистым цементом изменены слабо). Основной тип изменений разъедание и метасоматическое замещение обломочных компонентов карбонатно-сульфатными и новообразованными силикатными минералами. Смешанослойные хлорит-сапонитовые образования разной степени порядка — беспорядка встречаются в породах разного гранулометрического спектра, начиная от цемента песчаников до глин и мергелей.

На примере верхнепермских отложений Приуралья детально проанализированы структурно-кристаллохимические особенности корренситов и родственных ему фаз, начиная от Mg-смектитов до Mg-хлоритов в зависимости от литолого-петрографического типа пород и их положения в разрезе [13, 25]. Установлено, что для всех смешанослойных минералов характерно преобладание хлоритовых слоев, содержание которых составляет 50% и более. Отсутствует какая-либо закономерность между содержанием хлоритовых слоев в смешанослойных фазах и их стратиграфическим положением в разрезах. В то же время прослеживается четкая зависимость между содержанием хлоритового компонента и гранулометрическим составом: чем более тонкозернистый состав пород, тем ниже в них содержание разбухающих слоев. Наиболее чистые разновидности мономинеральных корренситов приурочены к песчаникам с пойкиллитовым гипсовым цементом (см. табл. 1, обр. 1—3).

Для понимания генезиса всего этого семейства минералов важно обнаружить не только крайние его члены (Mg-сапонит и Mg-хлорит), но и их разновидности, обладающие промежуточными структурными характеристиками, не являющиеся смешанослойными образованиями. К ним относятся упоминавшиеся ранее разбухающий хлорит и дефектный хлорит. Обе эти разновидности были встречены в тонкозернистых гипсоносных песчано-алевритовых породах. Оказалось, что в гранулометрически идентичных доломитизированных породах, а также в доломитовых мергелях и глинах присутствуют Mg-хлориты с небольшим (до 15%) количеством разбухающих слоев в тесной ассоциации с Fеиллитами.

Постоянство присутствия корренситов и корренситоподобных минералов в разновозрастных терригенно-эвапоритовых формациях различных регионов земного шара требовало генетической расшифровки условий и механизма их формирования.

Для пермских, эвапоритовых бассейнов Приуралья, востока Русской платформы и Донбасса, так же как и для девонских эвапоритовых комплексов Южной Прибалтики, на основании детального изучения состава первичного кластогенного материала и новообразованных фаз было установлено, что состав ассоциаций глинистых минералов осолоненных бассейнов не зависит от характера первичного петрографического материала. Идентичный состав ассоциаций аутигенных глинистых минералов встречался в кислых и основных граувакках приуральских разрезов и олигомиктовых кварцево-полевошпатовых породах девона Южной Прибалтики. Иными словами, в определенных физико-химических условиях любой обломочный материал может служить сырьем для формирования ассоциации группы корренситоподобных минералов и Fe-иллита. В приуральском разрезе представление об основном первичном составе тонкодисперсного материала дают глинистые минералы, связанные с пресноводными фациями татарского яруса. В исходном веществе господствовал диоктаэдрический Fe-монтмориллонит [2, 9, 13, 25].

Интересно отметить парагенез группы корренситовых минералов с анальцимом, наблюдающийся в Оренбургском Приуралье. Анальцим в отличие от корренситов афациален и появляется во всех типах пород верхней части разреза, где отмечается примесь свежего алюмосиликатного материала вулканокластического происхождения [2, 25, 41].

Преимущественное развитие магнезиальных хлорит-сапонитовых минералов или парагенетически с ними связанного Fe- иллита в породах осолоненных комплексов определялось прежде всего физико-химическими условиями осадконакопления, в частности степенью осолонения и катионно-анионным составом придонных и иловых растворов. Бассейны Пермского Приуралья с широким развитием гипсоносного осадконакопления относятся, по H. M. Страхову [26], к сульфатным водоемам типа IIa, II6, IIв, где карбонатное осадконакопление при возрастании осолонения сменяется садкой гипса. Интенсивность образования корренсита и других магнезиальных силикатов этой группы вплоть до Mgхлорита начинается с момента осаждения сульфатов и продолжается при накоплении солей. Согласно хорошо известной реакции Гейдингера

$$Ca (HCO_3)_2 + MgSO_4 = CaSO_4 + Mg (HCO_3)_2.$$

ocadok pactbop

Начиная с осаждения гипса в остаточных растворах, происходит резкое повышение концентрации иона Mg, который в предшествующей этап седиментации доломита оказывался «занятым» для построения структуры карбонатов. Присутствие избыточного Mg благоприятно для вступления его в реакцию с Si и Al, что сопровождается энергичным формированием корренсита, корренситоподобных минералов и Mg-хлоритов [4]. Интересно, что соли Mg настолько активно вступают во взаимодействие с кремнеземом и алюминием при образовании магнезиальных хлорит-монтмориллонитовых минералов, что Mg на одновременную садку с гипсом доломита почти не остается. Карбонаты в гипсоносных песчаниках с корренситом и корренситоподобными минералами часто представлены кальцитом. Fe-иллиты в большем или меньшем количестве всегда сопровождают корренситы, но их роль оказывается как бы подавленной при параллельном накоплении магнезиальных силикатов.

Остается пока открытым вопрос о роли нарастающих температур при процессах регионального эпигенеза и смене разбухающих минералов группы корренсита собственно хлоритами.

Согласно данным, полученным по приуральскому разрезу, триоктаэдрический смектит был встречен только в верхах разреза, а хлорит в загипсованных песчаниках нижней части разреза, что, казалось бы, дает возможность говорить о стадийности формирования корренсита и далее магнезиального хлорита по схеме, предложенной Г. Д. Сегонзаком [59]: триоктаэдрический монтмориллонит - смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонит (содержание хлоритового компонента <50%) - корренсит - смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонит (содержание хлоритового компонента >50%) - хлорит.

Однако в эвапоритовых комплексах такой последовательный ряд превращений минералов, обусловленный эпигенетическими изменениями, связанными с погружениями в более глубокие зоны, в данном случае не реализуется. Все разновидности хлорит-монтмориллонитовых минералов, включая корренситы, были встречены в разрезе Приуралья на разных стратиграфических уровнях во всех гипсоносных пачках. При этом также на всех уровнях разреза в тонкозернистых породах степень упорядоченности хлорит-сапонитовых минералов ухудшалась, а содержание хлоритового компонента увеличивалось до 65%. В самых тонкозернистых породах (аргиллитах и мергелях) присутствуют обычно Mgхлориты с небольшим количеством межслоевых промежутков. Вероятно, это связано с высокой концентрацией катионов и ранним завершением кристаллизации Mg-хлорита в условиях пониженной влагоемкости илов. Н. М. Страхов [26] подчеркивает обедненность водой глинистых илов засолоненных водоемов.

Таким образом, формирование смешанослойных минералов хлоритмонтмориллонитового типа, соотношение в них разбухающих и неразбухающих межслоевых промежутков, так же как и их упорядоченность, зависят от проницаемости пород, длительности сохранения влажности и гигроскопичности сульфатов, ассоциирующихся с этой группой минералов. Как уже отмечалось, степень упорядоченности смешанослойных Mg-минералов в первую очередь коррелируется с «чистотой» загипсованных пачек песчаников: наиболее упорядоченные разности собственно корренситов являются крупнокристаллическими и приурочены к хорошо отсортированным песчаникам с базальным гипсовым цементом. По-видимому, наиболее благоприятным условием образования упорядоченной структуры корренсита является свободная кристаллизация достаточно крупных отдельностей гипса. Не исключено, что кристаллическая структура гипса способствует эпитаксическому формированию на определенных плоскостях корренсита. По микроскопическим данным, крупные (до 0,05 мм) пластинчатые кристаллики корренсита располагаются в плоскостях спайности гипса.

Корренситовые минералы в глинистой фракции мощных пластов гипса были встречены Ф. Липпманном и М. Саваскиным [52] в цехштейновых отложениях ФРГ. Интерсны псевдоморфозы корренсита, обнаруженные этими авторами по крупным пластинкам обломочного мусковита, что является доказательством агрессивной «всеядности» корренситов, образующихся при взаимодействии силикатного материала разного состава с концентрированными хлоридно-сульфатными магнезиальными растворами. Аналогичное заключение сделано в монографии Дж. Луки [53], посвященной глинистым минералам эвапоритовых бассейнов Франции. Нарастание содержания корренсита и уменьшение роли иллита при движении от периферийных частей бассейнов к центральным автор объяснил метасоматическим преобразованием обломочного илита в корренсит. Присутствие корренсита и хорошо окристаллизованного Mg-хлорита было установлено им не только в гипсах, но и в солях.

К сожалению, пока отсутствуют данные по глинистым минералам современных водоемов, осаждающих гипс. Такие материалы позволили бы выяснить, непосредственно ли корренсит кристаллизуется вместе с гипсом или в первичном виде присутствует триоктаэдрический монтмориллонит, отдающий при диагенезе (начальном катагенезе?) свою воду более гигроскопическому гипсу. Не находит пока объяснения отсутствие промежуточных между магнезиальным сапонитом и хлоритом смешанослойных фаз с преимущественным содержанием сапонитовых слоев. Необходимо отметить, что помимо возможности формирования Мд-хлори-дийного преобразования Mg-сапонита или все эти образования возникают синтетическим путем в результате кристаллизации из несколько отличных по составу растворов, существует и другой ряд формирования хлорита, который может быть представлен следующей последователь-фектный» хлорит-----Мд-хлорит. Основным структурным элементом, от-ветственным за разнообразие промежуточных фаз этого ряда, является степень совершенства и законченности формирования бруситовых слоев, а не соотношение и порядок распределения разбухающих монтмориллонитовых и хлоритовых межслоевых промежутков.

Совокупность полученных результатов позволяет считать, что высокомагнезиальные корренситы, корренситоподобные минералы и Мдхлориты в эвапоритовых формационных комплексах имеют седиментационно-диагенетическое происхождение.

Корренситы в гидротермально преобразованных доломитово-гипсоносных породах. Высокомагнезиальные корренситы и корренситоподобные разновидности описаны в миоценовых гипсах и доломитах ряда районов Японии. Особенно высокой магнезиальностью и мономинеральностью отличаются корренситы (см. табл. 1, обр. 9—11) из гидротермально переработанных гипсоносных пород рудных месторождений Куроко и Ното [64]. Сходный тип корренситов описан в гидротермальных жилках, секущих доломитизированные известняки (см. табл. 1, обр. 12). Как отмечалось, обязательным спутником корренситов в терригенно-эвапоритовых формациях являются Fеиллиты. Важно отметить, что в гидротермально измененных породах корренсит вместе с гидрослюдами, как правило, не встречается [5, 9].

Корренситы карбонатных формаций. Если присутствие минералов группы корренсита прослеживается в пермо-триасовых эвапоритовых формациях бассейнов многих стран мира и их парагенез с гипсами выступает особенно отчетливо, определяясь приведенной выше реакцией Гейдингера, то распространение корренситов в карбонатных формациях требует специального рассмотрения.

Б. Кюблер [49], выделивший корренситы карбонатных формаций в самостоятельную генетическую группу, приводит довольно многочисленные примеры находок корренситов в доломитах, а иногда даже в известняках. В ряде случаев карбонатные породы встречаются совместно с гипсами, однако это наблюдается далеко неповсеместно. Судя по обширной литературе, которая приводится в работе [49], корренситы в карбонатных бессульфатных формациях приурочены главным образом двум стратиграфическим уровням — карбону и кембрию (США, К Австралия, Франция). В то же время хорошо известно, что обычно в известково-доломитовых формациях различного возраста корренситы встречаются редко. К карбонатным породам чаще бывает приурочена другая группа магнезиальных силикатов — палыгорскиты и сепиолиты, часто встречаются Fe-иллиты и иллиты, иногда монтмориллониты [16]. Генезис корренситов в карбонатных формациях стал понятен в результате очень детальных исследований М. Н. Петерсона [57, 58], описавшего группу корренситоподобных минералов в карбонатных отложениях верхнемиссисипского возраста плато Камберленд в штате Тенесси (США). Автор подробно описал эту формацию чистых карбонатных пород мелководного шельфового моря, провел фациальный анализ, выделив 19 литологических типов различных неорганогенных и органогенных известняков и доломитов, тщательно изучил их петрографию и состав нерастворимых остатков. В результате этот объект также может служить моделью, объясняющей генезис корренситов в чисто карбонатных формациях. Корренситы и родственные им минералы были встречены почти во всех типах как известняков, так и доломитов. Анализируя состав, взаимоотношения пород и характер биогенных остатков, автор пришел к заключению о повышенной солености Верхнемиссисипского бассейна. Образование минералов корренситовой группы осуществлялось в результате высокого содержания магния как в иловых, так и в поровых погребенных водах и взаимодействия его с примесью первичных обломочных алюмосиликатных компонентов. В немногих известняках, формировавшихся в условиях нормальной солености, в ассоциации глинистых минералов присутствуют иллит, смектит и даже каолинит, служившие первичным сырьем для образования корренситов в условиях повышенной солености. Источником магния помимо первичных «захваченных» вод могли служить широко распространенные в известняках криноидеи, в составе раковин которых содержится до 15%. MgCO₃, освобождающегося при перекристаллизации неустойчивого в диагенезе и катагенезе магнезиального кальцита в собственно кальцит [57, 58]. М. Н. Петерсон предполагает возможность образования корренситовой группы как в диагенезе, так и при постдиагенетической пе-



Фиг. 1. Стратиграфическая приуроченность корренситов к глобальным эпохам эвапоритового осадконакопления

1 — Ягония (формация Кироку); 2 — Франция; 3 — Приуралье; 4 — ГДР— ФРГ; 5 — Великобритания; 6 — Северное море; 7 — Италия; 8 — США; 9 — Северная Африка; 10 — Прибалтика; 11 — Австралия; 12 — Сибирская платформа

рекристаллизации пород, о чем особенно ярко свидетельствует концентрация корренситовых минералов на поверхностях микростилолитовых швов известняков.

По-видимому, такой же генезис могли иметь корренситы в вендских и кембрийских формациях Австралии и Сибири [15, 24, 49]. Известно, что карбонатные позднепротерозойские и кембрийские бассейны отличались повышенным содержанием и активностью Mg, запечатлевшимися, по данным И. В. Николаевой [20], даже в кристаллохимических особенностях состава глауконитов, приуроченных к этим породам.

Как отмечалось, выделение Б. Кюблером [49] корренситов карбонатных формаций в самостоятельный генетический тип было неоправданно, так как по химическому составу, механизму образования и парагенезису с иллитом они относятся к одному генетическому типу [9]. Корренситы, близкие к мономинеральным, и хорошо окристаллизо-

Корренситы, близкие к мономинеральным, и хорошо окристаллизованные Mg-хлориты известны также в солях пермо-триасовых отложений Франции, Северной Африки [53], СССР [25, 31], а также в кембрийских солях Сибирской платформы [22].

Возникает вопрос, не являются ли различные типы магнезиальных силикатов образованиями, свойственными бассейнам определенных временных интервалов в истории земной коры. К такому наиболее выразительному периоду формирования корренситов могут быть отнесены прежде всего эвапоритовые бассейны перми и триаса: в отложениях этого возраста находки минералов группы магнезиальных корренситов известны на огромной территории, от Приуралья до Западной Европы, Северной Африки и США. Кроме того, присутствие корренситов отмечается и для других крупных эпох глобального эвапоритообразования (фиг. 1), от венда Сибири, Австралии и США до неоген-палеогеновых альпийских моласс [12, 13, 17, 22, 24, 25, 27, 31, 33, 39, 48—53, 56—58].

Для другой группы магнезиальных силикатов (палыгорскит-сепиолитов) такой «пиковой» эпохой максимального распространения в породах как континентов, так и осадочного слоя современных океанов является конец мела — эоцен [16]. Причины, обусловливающие специфику определенных условий глобального формирования разных групп магнезиальных силикатов, пока не известны.

ЖЕЛЕЗИСТО-МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ КОРРЕНСИТЫ ЗОНЫ ГЛУБИННОГО КАТАГЕНЕЗА КЛАСТОГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Корренситы этого типа свойственны гумидным, нередко угленосным формациям со специфическим составом свежего кластогенного материала как терригенного, так и вулканогенного происхождения. Наиболее детально изучена группа Fe — Мg-корренситовых минералов меловой угленосной формации Западного Верхоянья [8—10]. Там же была впервые установлена приуроченность этого типа корренситов к ломонтитовой зоне цеолитовой фации регионального эпигенеза или катагенеза [7, 14].

Как известно, цеолитовая фация регионального эпигенеза — начального метаморфизма хорошо изучена во многих регионах интенсивного проявления вулканической деятельности. Выделение цеолитовой фации погружения и описание ее зональности впервые были сделаны Д. Кумсом и др. [33, 35] для мощного комплекса вулканогенных триасовых граувакк Новой Зеландии. Позднее она была детально изучена в неогеновых вулканогенных комплексах Японии [42-44, 65], в Исландии [54, 66], на Камчатке [18, 19, 21], в северо-западных районах США и Канады [62, 63]. Основное внимание при изучении зонального строения цеолитовой фации уделялось составу последовательно сменяющих друг друга цеолитов. Сопровождающие слоистые силикаты почти не были исследованы. В последние годы они привлекли внимание главным образом японских исследователей, и минералы корренситовой группы заняли свое место в четком парагенезе с ломонтитом между вышележащей смектит-гейландитовой зоной и нижележащей хлорит-альбитэпидотовой зоной фации зеленых сланцев [42, 43, 47].

Несколько отличающиеся состав и генезис корренситов в терригенных и вулканогенных формациях делают целесообразным их раздельное описание, хотя механизм образования рассматриваемого генетического типа корренситов в обоих случаях идентичен. Здесь реализуется ряд: смектиты→корренситы→смешанослойные смектит-хлориты→хлориты, образующийся в условиях нарастающих температур при погружении пород в более глубокие зоны [59].

Корренситы в угленосных формациях среднеаркозового и грауваккового состава. Смешанослойные минералы группы корренсита широко распространены в мощном разрезе нижнемеловых угленосных отложений Приверхоянского прогиба. Этот детально изученный объект, как и ранее описанные объекты, может быть использован как модель для рассмотрения образования корренситов данного генетического типа [8, 10].

В разрезах мощностью приблизительно 2500—3000 м наблюдается чередование песчаных пачек с пакетами песчано-алевролитово-глинистых пород, к которым приурочены пласты углей. По составу обломочного материала песчаники относятся к средним аркозам с обильными Са—Naплагиоклазами ряда от альбита до андезина и высоким содержанием биотита, составляющим иногда до 25% от общего состава пород. Породы обогащены нередко фемическими минералами (пироксенами, амфиболами), присутствующими в верхах разреза и исчезающими в результате внутрислойного растворения в зоне появления парагенеза корренситоподобных минералов и ломонтита.

Первое появление корренситоподобных минералов вместе с ломонтитом наблюдается на глубинах около 1500-2000 м. В породах вышележащей зоны развиты поликомпонентные ассоциации глинистых минералов, среди которых обычно доминируют смектиты. В парагенезе со смектитами в разрезах платформенного типа внешнего борта Приверхоянского прогиба и Вилюйской впадины встречаются иногда цеолиты группы гейландита и стильбита. Степень измененности пород четко коррелируется с марками метаморфизма углей. В верхней зоне приверхоянских разрезов и на платформе присутствуют бурые угли, к породам с ломонтит-корренситовой ассоциацией приурочены угли марок Г и ПЖ. Мощность зоны с ломонтитом и корренситоподобными минералами достигает 2500 м. В нижележащих, более измененных породах триаса и перми, идентичных меловым по составу обломочного материала, ломонтит исчезает, уступая место прениту и далее эпидоту, а корренситоподобные минералы сменяются хлоритом [8, 14]. Наиболее хорошо окристаллизованы корренситоподобные минералы в цементе песчаников. Они заполняют поры или образуют крустификационные каемки с тонкоигольчатым строением, облекающие обломочные зерна. Иногда наблюдается зональное заполнение поровых промежутков. В периферийной части пор минерал окрашен в интенсивно зеленый цвет; при переходе к центральным участкам окраска бледнеет, а в центре пор нередко присутствует халцедон-гидрослюдистые агрегатные скопления или ломонтит. Обычны псевдоморфозы зеленоватых новообразованных минералов по биотиту. Микроскопически корренситоподобные минералы неотличимы от хлорита: показатель преломления пластинок, лежащих на базисе, составляет 1,618—1,620. Корренситоподобный минерал нижнемеловых пород Якутии был описан авторами под наименованием «сангарит» по месту его первоначальной находки в разрезе угленосной формации пос. Сангары на р. Лене [3].

Специфической особенностью сангаритов является высокая железистость — Fe₂O₃+FeO=22,7% (см. табл. 1, обр. 13). Высокое содержание Fe²⁺ определяется физико-химическими особенностями среды минералообразования в породах угленосной формации. Обилие рассеянных органических остатков и углей создает восстановительную среду, обусловливающую высокую реакционную способность двухвалентного железа. Близкий по составу и структуре к сангариту 28 Å минерал был встречен авторами в пермо-триасовых граувакковых породах Полярного Приуралья также в ассоциации с ломонтитом [2, 9]. Отмечается, что образование сангаритов в обоих случаях было связано с трансформационными преобразованиями обломочного биотита. Интересные данные, иллюстрирующие этот процесс, были получены А. Менье И Д. Прустом [55] при петрографическом изучении пропилитизированных сиенитов. Оказалось, что биотиты непосредственно замещаются корренситами, причем последние наследуют состав минерала-хозяина. Интересно отметить, что в глинах поликомпонентного состава, образующихся за счет триоктаэдрических слюд в верхних частях разрезов, смектиты сохраняют черты четко выраженной унаследованной корренситовой структуры. Такие смектиты были обнаружены и описаны авторами в породах платформенных разрезов Вилюйской впадины и в пермо-триасовых отложениях Печорского бассейна [2, 10].

Следует отметить, что в угленосных формациях, так же как и в эвапоритовых, постоянным спутником корренситов являются иллиты или гидрослюды [9].

Корренситы зон регионального катагенеза вулканогенно-кластогенных пород активных поясов. В кайнотипных эвгеосинклинальных зонах, особенно в областях с корой переходного типа от континентальной к океанической, широко развиты мезозойские и третичные комплексы вулканогенных граувакк, изобилуюших обломками вулканических стекол, средними и основными плагиоклазами, нередко фемическими минералами. Эти комплексы включают вулканические породы от андезито-базальтов до риолитов. Для данных толш очень хорошо установлена и детально изучена повсеместная зональность цеолитовой фации регионального эпигенеза, начального метаморфизма. Как отмечалось ранее, выявленная впервые в мощном 10километровом разрезе триасовых граувакк Новой Зеландии [35], она особенно детально исследована в неогеновых формациях Японии [43, 44. 65]. Как правило, в разрезах выделяются четыре зоны, мощность и глубина залегания которых зависит от геотермического градиента данного региона. Особенно подробно изучена зональность 5000-метрового разреза угленосных вулканогенно-осадочных отложений прибрежной зоны Японского моря в районе нефтяного месторождения Ниигата [43]. Прямые измерения температур в скважинах и сопоставления их с данными по маркам метаморфизма углей позволили определить интервалы температур, харктерных для каждой зоны: 1) зона неизменного стекла и плагиоклазов в парагенезе с аутигенными кристобалитом и смектитами; глубина до 800 м, температура до 40° С; 2) зона клиноптилолита (гейландита), морденита, кристобалита, смектитов; глубина до 2400 м, температура 40-60° С; 3) зона анальцима, образующегося за счет клиноптилолита и морденита; в нижней части зоны появляются ломонтиты и смешанослойные смектит-хлоритовые минералы; глубина 2900-3500 м, температура 85—90°С; 4) зона массового развития ломонтита, корренсита, появление хлорита; глубина до 4500 м, температура 120-125° С. Схема описанной зональности проявляется очень четко в различных районах развития формации зеленых туфов, а также в других неоген-палеогеновых и мезозойских формациях Японии. Ниже по разрезу появляются альбит-пренит-пумпеллиитовая и эпидот-хлоритовая зоны зеленосланцевого метаморфизма.

Идентичная зональность закартирована в меловых и неоген-палеогеновых вулканогенно-граувакковых формациях в североамериканском обрамлении Тихоокеанского пояса [62, 63] и во многих других мощных разрезах вулканогенно-кластогенных комплексов различных регионов мира [14]. В случае присутствия углей в этих формациях появление ломонтитовой зоны четко коррелируется с показателем преломления витринита и выходом летучих [45, 46]. Ломонтитовая зона приурочена к интервалу между длиннопламенными и паровично-жирными углями (температура углефикации от 70 до 200° С). Следует подчеркнуть, что в большинстве упоминавшихся работ главное внимание концентрировалось на цеолитах, используемых как индекс-минералы зон регионального эпигенеза. Корренситы и корренситоподобные минералы отмечаются только в единичных работах.

Механизм стадийных преобразований слоистых силикатов, начиная от триоктаэдрического ментмориллонита через корренситоподобные фазы до хлоритов, наиболее детально изучен О. В. Чудаевым [30] на примере мощного 5-километрового разреза вулканогенных граувакк верхнемелового флиша Камчатки. Выделены следующие зоны: 1) собственно смектитов вместе со смешанослойными сапонит-хлоритовыми фазами, присутствующими как в цементе песчаников, так и в глинах верхней части разреза (до 500 м); 2) устойчивого распространения группы корренситоподобных минералов, глубиной до 4000 м; 3) хлоритов, появляющаяся на глубинах более 4000 м. Корренситы относятся к Fe — Mg-группе, судя по химическому валовому составу фракции менее 0,001 мм, где содержание (Fe₂O₃+FeO) примерно вдвое превышает содержание MgO.

Автор упоминает о присутствии в верхах разреза гейландита, сменяющегося при движении вниз ломонтитом. Таким образом, на данном примере хорошо проиллюстрированы механизм стадийного образования корренсита и его индикаторная роль в постдиагенетических преобразованиях свежих кластогенных пород «первого цикла» седиментогенеза, которому не предшествовало заметное наземное выветривание.

Очевидно, в других районах широкого развития ломонтитовой зоны корренситоподобные минералы не отмечены только потому, что диагностика их достаточно сложна. По оптическим свойствам корренситовые минералы практически трудно отличить от хлоритов и сапонитов, а расшифровка результатов рентгеновского анализа при отсутствии на дифрактограммах субпериода требует специального исследования [5]. Такое заключение недавно подтвердилось на примере изучения зональности преобразований базальтоидов Исландии. В последние годы хорошо изученная зональность гидротермальной цеолитовой фации 1000метровой толщи базальтоидов Восточной Исландии была «наращена» почти 2000-метровым комплексом вулканических пород, вскрытых скважиной IRDP в Рейдфьорде [54]. В суммированном 3-километровом разрезе последовательно вскрыты все зоны преобразований от смектитгейландитовой вплоть до эпидот-хлорит-альбитовой. В устье скважины зафиксированы температуры около 100° С, на забое – около 300° С. Ломонтитовая зона устойчиво появляется с глубины около 200 м от поверхности и сменяется пренит-эпидотовой зоной на глубине около 1200 м. В интервале глубин приблизительно 200-600 м постепенно исчезает смектит и устойчиво появляется хлорит, прослеживающийся до забоя скважины. О группе корренситоподобных минералов в этом детально изученном разрезе не упоминается, хотя можно уверенно предсказать, что эти минералы должны обязательно присутствовать в интервале, соответствующем примерно ломонтитовой зоне.

Обращают внимание сходство индикаторных минералов и «парность» появления ломонтита и корренситоподобных минералов в разных геологических формациях, начиная от наиболее простых, однородных по составу осадочно-терригенных комплексов со свежим кластогенным материалом, вулканогенно-осадочных граувакковых толщ и кончая собственно вулканическими формациями с разным петрохимическим составом пород. Несмотря на более сложные ассоциации цеолитов в вулканических комплексах, зональность смены «ведущих» цеолитов и появление вместе с ломонтитом железисто-магнезиальных корренситов прослеживаются повсеместно. Это позволяет считать, что Fe — Mg-корренситы являются индикаторными минералами, появляющимися в определенном интервале температур на четких уровнях регионального эпигенеза — начального метаморфизма [14]. Термодинамические условия минерала, как ломонтит (а иногда анальцим), однако вопросограницах распространения и устойчивости корренситов, конечно, еще предстоит исследовать. Корренситы вулканогенных комплексов относятся к Fe²⁺ — Mg — Fe³⁺-типу и отличаются различным соотношением этих элементов, по-видимому, зависящим от состава породы-хозяина (см. табл. 1, обр. 13—19).

Как следует из приведенного материала, появление корренситоподобных минералов в определенном интервале температур может наблюдаться на объектах с разной степенью сложности геологических условий. В качестве наиболее простой модели может быть принят миогеосинклинальный угленосный комплекс нижнемеловых песчаников Приверхоянского прогиба, где зона парагенеза ломонтита с корренситоподобными минералами протягивается на расстояние более 1000 км от Хатангской впадины до Приалданья, а мощность комплекса превышает 2500 м. Однородный состав пород, относительно низкие значения геотермического градиента (<30° С/км), присутствие углей разных марок выявляют очень простую картину индикаторов палеотемпературного режима: смектит-гейландита (иногда стильбита), ассоциирующихся с бурыми углями, и ломонтит-корренситоподобных минералов, ассоциирующихся с углями марок Г и ПЖ [7, 8, 14]. Возможно, сходными моделями, хотя уже несколько усложненными проявлениями локальной гидротермальной деятельности, могут служить разрезы мноценовых граувакк Ильненского п-ова Камчатки [30], а также мощные граувакковые комплексы Тихоокеанского побережья Северной Америки [62, 63]. Моделью сложной зональности вулканогенных формаций эвгеосинклинальных областей являются неоген-палеогеновые и четвертичные вулканогенные формации Японии [42, 43, 47, 61, 65]. Выявление зональности затрудняют разнообразие состава чередующихся вулканогенных пород от андезит-базальтов до риолитов, а также периодическое наложенное действие гидротермальных растворов. Мощность зон существенно сокращена вследствие более высоких значений геотермического градиента, превышающих 40° С/км [14]. Чем более молода и «жива» система, тем труднее выявляется зональность. Она исчезает или становится крайне сложной и затушеванной в пределах гидротермальных полей с высокими значениями теплового потока.

Mg — Fe-КОРРЕНСИТЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА КОНТИНЕНТАХ И В ОКЕАНАХ

При значениях геотермального градиента, превышающего 100° С/км, зональность распределения цеолитов и других сопровождающих индикаторных минералов полностью исчезает [42, 43]. Это явление наблюдается во всех регионах современной активной вулканической и гидротермальной деятельности и хорошо изучено на Камчатке, Курильских островах [18, 19, 21], в Японии [42] и Исландии [54, 66]. В верхней зоне, которая может протягиваться от поверхности до глубины более 1 км, царит многообразие сочетаний различных типов цеолитов и других новообразованных минералов, включая такие высокотемпературные минералы, относящиеся к зеленосланцевой фации, как пренит и эпидот. Это разнообразие мало зависит от первичного состава пород: одинаковые ассоциации развиваются как по основным, так и по кислым породам. Их появление контролируется температурой, составом растворов, проницаемостью пород, близостью к центрам активной вулканической деятельности. В зависимости от этого может наблюдаться картирующаяся горизонтальная зональность [66].

Железисто-магнезиальные корренситы данного генетического типа близки к описанным выше корренситам зон регионального эпигенеза начального метаморфизма. Они встречаются также в вулканогенных породах разного состава (от базальтов до дацитов) занимают те же структурные позиции в породах (от заполнения свободных пространств до частичного или полного замещения основной массы пород). Появление их также связано с определенными интервалами температур, промежуточных между формированием смектитов и хлоритов, т. е., как и во всех других случаях, описываемые минералы являются «соседями» смектитов, с одной стороны, и хлоритов — с другой.

Основным отличием обстановок является локальность развития ассоциаций слоистых силикатов и цеолитов, разнообразие их состава и смена одних ассоциаций другими на протяжении от десятков до единичных метров. Группа корренситовых минералов встречена в современных и древних областях наложенной гидротермальной деятельности как в наземных, так и в подводных обстановках. Эти минералы получены также при экспериментальных исследованиях взаимодействия горячей морской воды и базальтов [60]. Остановимся кратко на нескольких примерах распространения корренситов данного генетического типа как на континентах, так и в океанах.

В древних гидротермальных полях корренситы описаны в силурийских андезито-базальтах Южного Урала [23] и в девонских мандельштейновых базальтах Тимана. В последних миндалины с закалочной оторочкой заполнены крупночешуйчатым светло-зеленым интенсивно двупреломляющим корренситом. В центральной части крупных миндалин иногда присутствует селадонит (см. табл. 1, обр. 21, а также устное сообщение И. М. Симановича). М. А. Ратееву и др. [23] удалось проследить всю гамму переходов от хлорита (A) с небольшим содержанием разбухающих слоев (B) (A: B = 90:10) через ряд корренситов и корренситоподобных минералов (A: B от 70:30 до 40:60) до триоктаэдрического монтмориллонита в пачке миндалекаменных базальтов и базальтовых туфов мощностью приблизительно 10 м. Хлорит, минералы корренситовой группы и смектит заполняют миндалины, в сильно измененных породах замещают основную массу, иногда заполняют трещины. Хлорит присутствует в базальтах, прилегающих к зоне разлома, где, по мнению М. А. Ратеева и др., растворы имели наиболее высокую температуру. По мере удаления от разлома количество разбухающих слоев увеличивалось вплоть до появления смектита; в миндалинах хлорит присутствует в парагенезе с альбитом, смектит — с цеолитами.

Очень выразительным примером корренситов этого типа являются «зеленые минералы» современного геотермального месторождения на о-ве Кунашир (Курильские острова), описанные С. И. Набоко и др. [18, 19]. Авторами статьи также были изучены разрезы данного месторождения. Рядом скважин пройдена толща вулканических пород плиоцен-миоценового возраста на глубину около 700 м. Толща состоит из трех пачек: верхней (туфы и лавы андезит-базальтового состава); средней (спекшиеся пепловые туфы дацитов) и нижней (вновь превалируют породы андезит-базальтового состава). Состав гидротермальных минералов крайне разнообразен и не подчинен ни первичному составу пород, ни глубине залегания. Среди «зеленых» слоистых силикатов присутствуют смектит, корренситы, корренситоподобные минералы и хлориты. «Зеленые» минералы развиваются по основной массе пород, иногда нацело замещая стекловатую массу спекшихся пепловых туфов, образуются по включениям фьямме, в туфах замещают фрагменты пород различного состава. Ассоциация цеолитов разнообразна: присутствуют морденит, анальцим, гейландит, ломонтит и др. Встречаются также адуляр, пренит, эпидот, кварц, кальцит и др. Данный комплекс представляет типичную «живую» гидротермальную систему с еще не установившимся режимом и отсутствием равновесных ассоциаций минералов. В распределении «зеленых» минералов в толще пемзовых дацитовых туфов на глубинах 300—500 м наблюдается как бы обратная зональность распределения слоистых силикатов [18]. В кровле толщи присутствует хлорит, в средней части — корренситы, в наиболее глубокой части разреза они сменяются смектитом. Объясняется это тем, что в кровле толщи пемзовых туфов, являющейся относительным водоупором между двумя водоносными андезит-базальтовыми горизонтами, зафиксирована максимально высокая (160° C) температура, связанная с гидротермальными растворами. При нисходящих движениях по слабопроницаемой толще спекшихся дацитовых туфов растворы остывают и температура снижается.

Любопытно, что корренситы, обнаруженные в преобразованных океанических базальтах в обстановках повышенных значений теплового потока, характеризуются химическим составом, очень близким к наземным, гидротермально преобразованным базальтоидам (см. табл. 1, обр. 22, 23). Корренситы были найдены и изучены в скв. 456 и 456 А в центральной части Марианского желоба В. Д. Шутовым [32] и в скв. 471 в Калифорнийском заливе В. П. Золотаревым и В. И. Гречиным [67].

Скважины 456 и 456А вскрыли пачку базальтовых пиллоу-лав мощностью около 40 м, подстилающих толщу карбонатно-кремнистых осадков плейстоценового возраста. Интересно, что здесь наблюдается та же «обратная» последовательность расположения зон с корренситом и смектитом, которая отмечена в дацитовых туфах гидротермального поля на о-ве Кунашир. В верхней пачке базальтов распространены корренситы в парагенезе с крупными вкрапленниками и тонкой россыпью сульфидов железа, кальцитом, альбитом и эпидотом; ниже следуют везикулярные базальты с гидроокислами железа и марганца, сопровождающиеся смектитами. Корренситы и смектиты окрашены в светло-зеленый цвет, заполняют везикулы, замещают основную стекловатую массу, иногда плагиоклазы. Породы кажутся как бы пропитанными глинистой дисперсной массой, только в везикулах наблюдаются иногда чешуйчато-агрегатные структуры слоистых силикатов [32]. Более высокие значения температур в верхней части базальтовой толщи, непосредственно под осадочным чехлом, объясняются теплоизолирующим эффектом «одеяла» вышележащих слабопроницаемых карбонатно-кремнистых осадков. Локальность гидротермальных преобразований подчеркивается тем, что в скв. 456 мощность корренситовой зоны с сульфидами достигает 20 м, а в скв. 456 А, расположенной всего на расстоянии около 200 м, мощность этой зоны сокращается до 4—5 м. Это хорошо коррелируется с значениями величин теплового потока: в скв. 456 он в 3 раза выше, чем в скв. 456 А [32].

В скв. 471 корренситы обнаружены в одном из интервалов сильно измененных диабазов, чередующихся с тонкими прослоями осадков, залегающих ниже осадочной плейстоцен-миоценовой толщи карбонатнокремнистых пород [67]. Состав корренситов сходен с составом других корренситов гидротермально измененных базальтов как в наземных, так и в подводных условиях (см. табл. 1, обр. 24).

Мало отличается от описанных выше минералов корренсит, выделенный из сильно измененных глинизированных габброидов Восточной Камчатки (см. табл. 1, обр. 25), переданный авторам М. С. Марковым.

Наконец, практически тот же состав имеют корренситоподобные минералы, полученные в результате экспериментальных работ [60]. При температурах до 200° С образовывался триоктаэдрический Мg-смектит, при температуре 300° С появились корренситы в ассоциации с ангидритом (см. табл. 1, обр. 26).

Не вызывает сомнений, что корренситы гидротермально преобразованных базальтов являются минералами очень стабильного химического состава (см. табл. 1, обр. 21—26). Температура их синтеза в этих обстановках превышает 200° С, при более низких температурах формируются смектиты. Очевидно, корренситы гораздо шире распространены среди продуктов гидротермального изменения базальтоидов, чем это известно в настоящее время. Следует напомнить, что первая находка смешанослойного упорядоченного хлорит-смектитового минерала, образующего розетковидные сростки, в везикулах базальтоидов Мозамбика была сделана Я. Ирли и И. Мильном [38] еще в 1954 г. Как уже отмечалось, оптически эти минералы трудноотличимы от хлоритов, за которые они обычно и принимаются.

Наконец, следует отметить еще два типа корренситоподобных минералов глубокого гидротермального преобразования, доводящие кристаллические породы практически до аргиллитоподобного состояния. Первый тип — это очень чистые светло-зеленые Mg-корренситы с *n*, равным 1,538—1,542, описанные М. И. Жеру [6] в скважинах, вскрывших древний кристаллический фундамент Молдавии. В разрезе корренситы и корренситоподобные минералы присутствуют не только в доминирующих глубокоизмененных ультрабазитах, но и в «аргиллизитах» глиноподобных породах, образовавшихся по пегматоидным гранитам (см. табл. 1, обр. 27—29). По-видимому, концентрация магния в циркулирующих гидротермальных растворах была достаточно высока и стабильна, чтобы обеспечить глубокие преобразования и даже полную глинизацию не только ультрабазитов, но и соседних кислых пород.

Ко второму «контрастному» типу можно отнести своеобразные Fe^{3+} корренситы (см. табл. 1, обр. 30) с очень высоким содержанием окисного железа, встреченные в сильно измененных меловых порфиритах одного из Мп-рудных районов Аджаро-Триалетской зоны Бол. Кавказа [28]. Корренсит замещает интерстиционные пространства в породах, имеет буроватую окраску с n = 1,59. *

Анализ структурных формул (см. табл. 2) и данных табл. 1 позволяет показать, что по трем основным генетическим типам корренситов отвечают четко выделяющиеся три кристаллохимические группы, отличающиеся соотношением катионов (Fe³⁺ + Fe²⁺) и Mg в октаэдрических сетках структуры корренситов.

К первой группе относятся наиболее высокомагнезиальные и маложелезистые корренситы терригенно-эвапоритовых и карбонатно-доломитовых формаций.

Вторая группа корренситов отличается высокой железистостью и распространена в породах зоны глубинного преобразования мощных серий кластогенно-вулканогенных формаций (фиг. 2). Для этой группы установлен обычный парагенез с ломонтитами и довольно жесткие температурные интервалы, фиксируемые по изменению марок углей.

Наконец, группа магнезиально-железистых корренситов приурочена к продуктам преобразования базальтоидов. Неожиданным оказалось, что состав корренситов не зависит от того, в наземных или подводных условиях происходило преобразование базальтов. Возможно, что это определяется достаточно высокой температурой, при которой формируется эта группа корренситов, что подтверждено экспериментом [60].

Особое место занимают Fe-корренситы, описанные H. Хамхадзе и др. [28], и Mg-корренситы, метасоматически замещающие ультрабазиты и кислые кристаллические породы фундамента [6]. Эти данные позволяют считать, что дальнейшее накопление фактического материала расширит перечень генетических типов корренситов и позволит установить более четкие кристаллохимические характеристики как этой группы слоистых силикатов, так и их парагенетических спутников.

Дать геокристаллохимическую классификацию корренситов пока нельзя, так как корренситам, так же как и многим другим слоистым силикатам, свойственно явление конвергенции кристаллохимических характеристик, о чем свидетельствуют очень близкие кристаллохимические формулы, полученные для корренситов совершенно разного генезиса. Примером в данном случае служат практически идентичные по составу корренситы эвапоритов и образующихся по ультрабазитам аргиллитизитов (см. табл. 1, 2). Специфика этих двух генетически разных корренситов проявляется в том, что в собственно осадочных породах они встречаются в постоянном парагенезе с Fe-иллитами, тогда как в аргиллитизитах ультрабазитов слюды отсутствуют.

Несомненно, выявление парагенетических спутников корренситов будет содержать важную информацию об их генезисе. Такую индикаторную значимость, помимо слюдистых минералов, несут цеолиты. Парагенез корренситов с ломонтитом обычен не только в мощных сериях. вулканогенно-кластогенных пород, но и в базальтоидах континентов. Массовое распространение ломонтита определяется как легкостью высвобождения кальция при изменениях основных плагиоклазов и вулканических стекол [40], так и составом погребенных метеорных вод, вкоторых на континентах Са является обычно наиболее активным катионом [1, 29].

В сериях кислых пород риолит-дацитового состава корренсит может появляться и вместе с анальцимом, что диктуется, очевидно, большей концентрацией и активностью Na [2, 19, 43].

В аридных обстановках с повышенной минерализацией как седиментационных, так и захороненных вод наиболее постоянным «парным» минералом корренситов в кластогенных толщах является анальцим, образующийся за счет как кислого, так и основного вулкано-кластогенного материала [2, 12, 25].

При подводных преобразованиях базальтов ломонтит практически не встречается. В этих условиях в районах повышенных значений теплового потока (Марианский желоб, Калифорнийский залив) «парными» минералами корренситов являются анальцим или даже альбит [32, 67].

Кристаллохимические формулы корренситов

Калимания асстор скоер			Номера образцов																				
и межслоев			2	7	7a	8	9	10	11	12	14	16	17	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Катионы бруситово- го слоя Fe ⁸⁺ Mg		Al Fe ^{s+} Mg	0,91	1,10 0,95 0,35	0,94 0,31 1,75	0,84 0,31 1,75	1,76 0,04 0,53	1,83 0,09 0,65	1,00 2,00	1,24 0,12 1,16	0,73 1,57	0,43 1,50 0,68	1,02 1,08 0,36	1,17	1,53	1,09 0,86 0,47	0,11 1,60 0,84	0,09 2,10 0,25	1,98 0,24	0,87 2,13	1,08 0,24 1,41	1 ,11 1 ,57	0,63 0,22 2,15
Катионы 2:1 слоя	тетраэд- рический	Si Al	3,09 0,91	3,14 0,86	2,75 1,25	2,85 1,15	3,54 0,46	2,94 1,06	2,99 1,01	3,54 0,46	3,02 0,98	2,87 1,13	3,01 0,99	2,83 1,17	3,33 0,67	3,20 0,80	3,22 0,78	2,86 1,14	2,32 0,68	3,09 0,91	3,16 0,84	3,54 0,46	3,16 0,84
	октаэд- рический	Al, Fe ³⁺ Fe ³⁺ Mg Mn	1,03 4,97	6 <u>,0</u>	0,07 5,93 —	0,07 5,93	0,02 5,98	0,20 5,90 	0,09 5,91	0,84 5,16	0,08 2,57 3,25 0,10	2,25 3,70 0,05	1,65 4,28 0,07	2,25 3,75 —	0,17 1,93 3,87 0,03	1,35 4,62 0,03	0,39 5,61	 1,01 4,94 0,05	0,04 1,26 4,70 —	0,64 3,56	0,44 5,54 0,02		0,29 5,71
	тетраэд- рический	Si Al	3,35 0,65	3,14 0,86	2,76 1,24	2,48 1,52	3,56 0,44	2,95 1,05	2,96 1,04	3,26 0,74	3,01 0,99	2,87 1,13	3,02 0,98	3,50 0,50	3,32 0,68	3,19 0,81	3,21 0,79	2,72 1,28	3,32 0,68	3,53 0,47	3,16 0,84	3,56 0,44	2,54 1,46
Катионы межслоев Ка К Са Ме		Na K Ca Mg	0,41 0,12	 0,43	0,03 0,07 0,36 0,21	0,03 0,07 0,71	0,08 0,18	0,25 0,13 0,27	0,04 0,04 0,06 0,42	0,08 0,33	0,16 0,03 	0,46 0,24 0,21	0,47 0,31 0,10	0,01 0,03 0,20 0,03	0,19 0,01 0,17 0,07	0,15 0,10 0,22 0,06	0,16 0,05 0,24 0,05	0,47 0,27 0,27 —	0,02 0,03 0,30	0,03 0,07 0,15	0,26 0,02 0,25 0,03	0,24 0,10	 0,73

ယ္န

Таблица 2




1 — океаническая кора (базальты Марианского желоба и Калифорнийского залива; вы-сокие значения геотермического градиента G); 2 — гидротермальные поля современных вулканических областей (Камчатка, G>100° С/км); 3 — кора переходного типа; вулка-ногенно-осадочные комплексы островных дуг (Япония, Камчатка; G 40—50° С/км); 4-5-кора континентального типа; мощные терригенные и вулканогенно-терригенные MZ-РZ-комплексы (4 — Новая Зеландия, Австралия; 5 — Западное Приверхоянье; G ≪ 30° С/км)

Таким образом, парагенезы корренситов с ломонтитом или анальцимом существенно зависят от интерстиционных растворов, в которых наибольшую активность проявляет в одних случаях Са, в других — Na. Активность того или другого катиона зависит от ряда факторов, и прежде всего от состава первичного строительного материала и фациально-климатических особенностей, определяющих состав водных растворов бассейнов осадконакопления и породообразования.

Следует отметить, что в данной работе мы не коснулись процессов выветривания, при которых биотиты и хлориты очень часто дают «регрессивные» ряды вермикулитизации и смектитизации с упорядоченными смешанослойными структурами типа биотит-вермикулит, хлоритвермикулит и др. Эти образования хорошо известны как продукты выветривания и почвообразования, но требуют специального рассмотрения.

Литература

- 1. Гавриленко Е. С., Дерпгольц В. Ф. Глубинная гидросфера Земли. Киев: Наук. думка, 1971. 270 с.
- 2. Граувакки/Под ред. Шутова В. Д. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1972, вып. 238. 342 с.
- 3. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Сангарит новый минерал с упорядоченной смешанослойной структурой. Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4, с. 934—937.
- 4. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Слонстые силикаты земной коры. Сообщения 1, 2.-Литология и полез. ископаемые, 1984, № 6, с. 3—23; 1985, № 1, с. 3—16.

- жений севера Якутии.— Литология и полез. ископаемые, 1963, № 2, с. 161-177.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 63. 204 с.
 Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов. В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 60-69.
- 10. Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических

слюд в осадочных породах.— Литология и полев. ископаемые, 1963, № 2, с. 178-196.

- 11. Коссовская А. Г., Дриц В. А., Соколова Т. Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках. - В кн.: Эпигенез
- и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 35—53. 12. Коссовская А. Г., Соколова Т. Н. Граувакки красноцветной формации Оренбург-ского Приуралья.— В кн.: Граувакки. М.: Наука, 1972, с. 232—284. 13. Коссовская А. Г., Соколова Т. Н., Дриц В. А. и др. Парагенезы и история форми-рования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седи-иностации. В ки: Проблеми, прогодоши и реохноше содошили порта ментации. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд (к 75-летию Н. М. Страхова). М.: Наука, 1975, с. 278—296. 14. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Типы регионального эпигенеза и начального мета-
- морфизма и их связь с тектонической обстановкой на континентах и в океанах.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 15—30.
- 15. Котельников Д. Д., Солодкова Н. А. Аутигенные глинистые минералы в позднедокембрийских отложениях Енисейского кряжа.— Литология и полез. ископаемые, 1977, № 6, c. 68-84.
- 16. Ломова О. С. Палыгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. 180 с. 17. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 358 с. 18. Набоко С. И., Берхин С. И. Состав и структура современных гидротермальных зе-
- леных минералов месторождения Горячий пляж (Кунашир). В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970, c. 71-78.
- 19. Набоко С. И., Главатских С. Ф. Гидротермальные минералы Горячего пляжа (о в Кунашир). В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970, с. 48-71.
- 20. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 328. Новосибирск: Наука, 1977. 431 с.
- 21. Петрова В. В. Особенности цеолитообразования в условиях современного гидротермального процесса. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические процессы. М.: Наука, 1975, с. 184—189.
- 22. Писарчик Я. К. Новые данные о составе глинистого вещества карбонатно-галогенных отложений нижнего кембрия Иркутского амфитеатра.— Матер. ВСЕГЕИ, Нов. сер., 1956, вып. 1, с. 92—99. 23. Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Глинообразование при постмаг-
- матических изменениях андезито-базальтов силура Южного Урала. Литология н
- магнческих изменениях андезито-оазальтов силура южного урала. Литология и полез. ископаемые, 1972, № 4, с. 93—109.
 24. Саркисиян С. Г., Котельников Д. Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1980. 231 с.
 25. Соколова Т. Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1982, вып. 361. 163 с.
 26. Спокода И. М. Трици, литорования и тростичка в состатия А. С. Г.
- 26. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 540 с.
- 27. Тимофеев П. П., Коссовская А. Г., Холодов В. Н. Эволюция процессов осадкообразования и породообразования на континентах и в океанах.— В кн. Эволюция оса-дочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 17—49.
- 28. Хамхадзе Н. И., Дриц В. А., Дайняк Л. Г. и др. Новая разновидность смешанослойного хлорит-монтмориллонита из меловой вулканогенной толщи Аджаро-Триалетской зоны Грузии.— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 1, с. 130—135.
- 29. Чилингар Дж. В., Биссел Х. Дж., Вольф К. Х. Диагенез карбонатных пород. В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971, с. 165—290.
- 30. Чудаев О. В. Распределение глинистых минералов во флишоидных отложениях Восточной Камчатки.— Литология и полез. ископаемые, 1978, № 1, с. 105-115.
- 31. Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакк. М.: Наука, 1975. 110 с.
- 32. Шутов В. Д. Эпигенез океанических базальтов.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 32—42.
- 33. Boles J. R., Coombs D. S. Mineral reaction in zeolites triassic tuffs Hokononi Hills.
- New Zealand.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, p. 163—173.
 Bradley W. G., Weaver C. E. A regularly interstratified chlorite-vermiculite.— Amer. Mineralogist, 1956, v. 41, № 1-2, p. 497-504.
- Coombs D. S. Low grade mineral facies in New Zealand.— Rep. Inter. Geol. Congr. XXI. 1960, part XIII, p. 339-351.
 Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification/Ed. Brindley G. W.,
- Brown G.- Min. Soc., 1980. 680 p.
- 37. Earley Y. W., Brindley G. W., McVegh. A regularly interstratified montmorillonite-chlorite.— Amer. Mineralogist, 1956, v. 41, № 3-4.
- 38. Earley Y. W., Milne I. H. Regularly interstratified montmorillonite-chlorite in basalt.— In: Clays and clay minerals Proc. 4th Nat. Conf. (Pensylvania U. S.), 1956, publ. 456, p. 385-386.
- 39. Echle W. Mineralogische Untersuchungen an Sedimenten des Steinmergelkeupers und der Roten Wand aus der Umgebung von Göttingen.- Beitr. Minerl. und Petrogr., 1961, B. 8, № 1, S. 28-59.
- 40. Hart R. A. A model for chemical exchange in the basalt-sweater system of oceanic layer II.- Canad. J. Earth Sci., 1973, v. 10, № 6, p. 799-810.

- Hay R. L. Zeolites and zeolitic reaction in sedimentary rocks.— Spec. GSA Papers, N. Y., 1966, № 85, 122 p.
 Iijima A. Geology of natural zeolites and zeolites rocks.— Pure Appl. Chem., 1980,
- v. 52, p. 2115—2130.
- 43. Iijima A., Utada M. Present day zeolitic diagenesis of the neogene geosynclinal de-
- 43. Infinite A., Otaviani, and A. Starin, and A. Schen, 1971, № 101, p. 342-349.
 44. Kimbara K., Sudo T. Chloritic clay minerals in tuffaceous sandstones of the miocene Green Tuff Formation Yamata district, Ishicava Perfecture, Japan. J. Japan Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geol., 1973, v. 68, № 8, p. 246-258.
- 45. Kisch H. J. Coal-rank and burial-metamorphic mineral facies.- Adv. Organ. Geochem., Oxf.: Pergamon press, p. 407-425.
- 46. Kisch H. J. Coal pank and very low-stage metamorphic mineral facies in associated 40. Kisch J. J. Solar path and Very low share international petrograph. de la matiere organique des sediments. P.: C. N. R. S., 1975, p. 117–121.
 47. Kizaki Y. Zeolites from Northern Kanto District. Abstr. US-Japan seminar «The ori-

- gin and mineralogy of sedimentary zeolites», 1971, p. 64-67.
 48. Kossovskaya A. G. Genetic types and paragenetic association of minerals of the corrensite groupe.— In: Proc. Inter. Clay Conf., Spain, 1972, v. 1, p. 341-342.
 49. Kübler B. La corrensite indicateur possible de mileux de sedimentation et du degree de transformation d'un sediment.— Bull. Centre Recher. PAU-SNPA, 1973, v. 7, № 2, p. 543—556.
- 50. Lippmann F. Keuper clay from Zaisersweiher Hiedelberg .- Beitr. Mineral. und Pet-
- rogr., 1954, v. 4, № 1-2, p. 130-134. 51. Lippmann F. Clay minerals from the Röt member of the Triassic near Göttingen.— J. Sediment. Petrol., 1956, v. 26, № 2, p. 125-139.
- 52. Lippmann F., Savascin M. Mineralogische Untersuchungen an Lösungstückständen eines Württenbergischen Keupergipsvorkommens.— Tschermaks mineral. und petrogr., Mitt., 1969, Folge 3, № 13, Heft 2, S. 165—190.
- Lucas J. La transformation des mineraux argileux dans la sedimentation Etudes sur les argiles du Trias.— Mem. Serv. Carte Geol. Als et Loraine, 1962, № 20, 202 p.
 Mehegan J. M., Robinson P. T. Secondary mineralization and hydrothermal alteration
- in the Reydarfjordur drill core, Eastern Iceland.-J. Geophys. Res., 1982, v. 87, № B8, p. 6511-6524.
- 55. Muenier A., Proust D. The composition of chlorites in a propilitized syenite, Near Ceyssat (Proc. VII Inter. Clay Conf., 1981, Itali). Amsterdam Oxford New York: Elsevier, 1982, p. 347-355.
- 56. Monnier F. Thermal diagenesis in the Swiss molass basin: implication for oil generation.— Canad. J. Earth Sci., 1982, v. 19, p. 328-342.
- 57. Peterson M. N. Expandable chlorite clay minerals from Upper Missisipian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee.— Amer. Mineralogist, 1961, v. 46, p. 1245-1269
- 58. Peterson M. N. The mineralogy and petrology of Upper Missisipian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee.—J. Geol., 1962, v. 70, № 1, p. 1–30.
- 59. Segonzac G. D. Les mineraux argileus dans la diagenese passage au metamorphisme.— Mem. Inst. Geol. Strasburg: 1969, № 29. 317 p.
- 60. Seyfried W. E., Mottle M. J. Hydrothermal alteration of basalt by seawater dominated condition.— Geochim. et cosmochim. acta, 1982, v. 46, p. 985—1002. 61. Shimazu M. On authigenic minerals in the spilitic basalts in the inner belts of northe-

- 61. Statistical M. On authogenic minerals in the spinite basards in the inner belts of northe-astern Japan. Miner. Soc. Japan, Spec. Paper, 1971, v. 1, p. 134—139.
 62. Stewart J. R. Zeolite facies metamorphism of sandstones in the Western Olympic Peninsula, Washington.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, v. 85, p. 1139—1142.
 63. Stewart J. R., Page R. J. Zeolites facies metamorphism of the late cretaceous Nanaimo Group, Vancouver Iceland and Gulf Iceland, British Columbia.— Canad. J. Earth Columbia. 1920. 982. Sci., 1974, v. 11, p. 280-284.
- 64. Sudo T., Shimoda S. Clays and clay minerals of Japan. Developments in Sedimentology. Amsterdame: Elsevier, 1981. 266 p.
- 65. Utada M., Minato H., Ishikava T., Yoshizaki Y. The alteration zones surrounding Kuroko-type deposites with emphasis on the analcime zone as an indicators in explo-ration for ore deposites.— Mining Geol., Spec. Issue, 1974, № 6, p. 291—302. 66. Walker G. P. L. Zeolites zones and dike distribution in relation to the structure of
- the basalts of Eastern Iceland.—J. Geol., 1960, v. 68, № 5, p. 515—528.
 67. Grechin V. I., Eroshchev-Shak V. A., Zolotarev B. P. Petrochemistry of abyssal oceanic basalts and dolerites and their secondary alteration. Leg. 60.—Initial Reports of DSDP. Wash., 1981, v. 63, p. 711-731.

Геологический институт АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 24.IX.1984 УДК 553.31:551.243.1(267.5)

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОГО РУДОГЕНЕЗА В РИФТОВОЙ ЗОНЕ КРАСНОГО МОРЯ

БУТУЗОВА Г. Ю.

В статье рассмотрены конкретные геологические, геоморфологические и физико-химические условия формирования металлоносных осадков в 14 впадинах рифтовой зоны Красного моря. Показано, что все их многообразие определяется сочетанием ряда эндогенных и экзогенных факторов, таких, как состав и температура гидротерм, интенсивность рудного процесса, места разгрузки термальных растворов, геоморфологические особенности дна и физико-химические условия среды осадкообразования.

Начиная с середины 60-х годов, в пределах рифтовой зоны Красного моря были обнаружены металлоносные осадки, приуроченные, как правило, к относительно глубоководным впадинам морского дна.

Всего было открыто 14 таких впадин, расположенных вдоль осевого трога рифтовой долины от 19,5 до 25° с. ш. [4].

Необходимо отметить, что как сами осадки, так и условия их формирования в различных точках Красного моря изучены крайне неравномерно. Большая часть публикаций посвящена различным аспектам осадко- и рудообразования во впадине Атлантис-II; менее детально изучены отложения впадин Дискавери [1], Суакин [12] и Нереус [13]. Остальные рудопроявления в Красном море охарактеризованы лишь в самых общих чертах, в единичных работах приводятся некоторые сведения о составе осадков [14], либо о размерах, морфологии и составе вод, заполняющих депрессии [10]. Результаты проведенного нами исследования вещественного состава металлоносных отложений из 13 впадин опубликованы в работе [4], при этом было показано большое разнообразие осадков как по степени рудоносности и характеру локализации рудного вещества, так и по минеральному и химическому его составу.

В данной статье сделана попытка проанализировать и обобщить совокупность конкретных геологических и физико-химических факторов, определяющих специфику состава металлоносных осадков и строения рудных тел в каждой отдельной впадине. Выявление этих особенностей является необходимым условнем для познания генезиса гидротермально-осадочных рудных накоплений в рифтовой зоне Красного моря, а также может послужить основой для сравнительного анализа условий образования различных рудопроявлений на дне Мирового океана и обоснованного выявления их древних аналогов.

Впадины с металлоносными осадками занимают, как правило, наиболее глубокие части осевой зоны красноморского рифта, их положение, а также морфологические черты в значительной степени связаны с тектоническими структурами. Северо-западное простирание оси рифта определяет ту же ориентировку большинства впадин и прежде всего наиболее крупных по размерам, таких, как Атлантис-II, Нереус и Суакин. Большая часть впадин заполнена термальными рассолами, широко варьирующими по мощности, объему, температуре, солености, времени образования и основному химическому составу. В отдельных депрессиях рассолы отсутствуют и осадки контактируют с нормальной морской водой. Общие сведения о впадинах, заполняющих их рассолах и распределении в осадках главных рудных элементов Fe и Mn приведены в табл. 1.

	·	Площадь, км²	Рассолы					Содержание в осадках, %				
Впадина	Максимальная глубина, м				1			D, %	средневзвешенное		максимальное	
			мощность, м	верхности, км ⁸	<i>T</i> °C	Cl, %00	18O, %00		Fe	Mn	Fe	Mn
Суакин западный бассейн	2850	200	74	2,5	23,9	84,68	+3,35	+33,6	6,2	2,02	13,7	5,1
восточный бассейн	2830	230	54	10	24,6	84,81	+3,35	+33,6	10,4	1,3	25, 2	5,08
Судан	2800	нет данных	286	5	36,2	125	+2,57	+16,2	5,7	0,39	9,3	2,1
Эрба	2395	»	19	7	27,9	86,5	+2,09	+14,9	13,4	0,47	50,0	4,0
Шагара	2496	»	8	1	нет данных	113			7,8	2,8	49,0	39,0
Альбатрос	2133	»	72	1,5	24,4	143,3	+1,10	+7,2	15,3	0,34	58,0	0,77
Дискавери	2224	12	209	11,5	44,8	155,5	+1,13	+7,3	13,8	2,9	59,3	34,0
Атлантис-II	2170	70	170	55	65	156	+1,19	+7,3	35,2	1,17	61,0	38,5
Вальдивия	1673	нет данных	123	4	29,5	144,7	+1,83	+11,5	4,9	0,3	15,9	0,54
Тетис	1970	144			22,6	22,9			30,8	16,0	60,0	30,5
Нереус северо-западный бассейн	2432	480	11	1	30.2	129.5	+2.86		5,83	1,53	54,6	21,8
юго-восточный бассейн	2458	100	39	3	00,=	,-	, _ ,	1 - 7 1 -	7,2	1,7		
Вема	1611	140				22,7			7,0	0,2	75,0	1,17
Гипсум	1196	нет данных				23,7			33,3	0,2	48,0	0,5
Кебрит	1573	12	92	2,5	23,3	153,3	+1,0	+10,3	3,5	0,12	7,89	нет данных
Океанограф	1528	15	80			160			1,68	0,20		
Нормальные морская вода и осадки	2850				21 ,8	22,5	+1,89	+11,5	3,9	0,54		

Характеристика впадин, заполняющих их рассолов и содержание в осадках Fe и Mn [4, 10, 11, 14, 19]



Фиг. 1. Батиметрическая схема впадины Суакин [10] 1 — площадь распространения рассолов; 2 — станция и ее номер

Самая южная в падина Суакин, площадью около 290 км², разделена на два изолированных бассейна, которые заполнены рассолами близкого, но не идентичного химического состава. Батиметрическая схема центральной части впадины с рассольными депрессиями, по Г. Бекеру и М. Шеллу [10], и местоположение изученных нами колонок приведены на фиг. 1. Как было показано в работе [4], характерной особенностью осадков этой впадины является в целом небольшая, но практически повсеместно присутствующая и неравномерно распределенная в массе нормально-осадочного материала примесь рудного вещества, представленного в основном рентгеноаморфными гидроокислами Fe и Мп в разных незакономерных соотношениях. Содержания Fe, по нашим и литературным [12] данным, колеблются от фоновых (3,9%) до 25%, Мп — от фоновых (0,5%) до 8%. Осадки впадины Суакин по сравнению с фоновыми обогащены цинком (до 0,3%) и медью (до 0,01%).

В работе [3] на примере впадины Атлантис-II было показано, что состав металлоносных осадков в значительной степени контролируется совокупностью геохимических процессов, протекающих в толще рассолов, самым тесным образом зависит от их физических и химических параметров. Рассолы суакинской депрессии отличаются от рассолов впадины Атлантис-II прежде всего значительно меньшей температурой и соленостью, большей концентрацией ионов SO₄²⁻ и Mg²⁺, значительно более низкими концентрациями рудных компонентов, а также присутствием небольших количеств кислорода (табл. 2). Наличие в рассолах свободного кислорода свидетельствует о возможности окисления постугающих с гидротермами не только ионов Fe²⁺, но и двухвалентного Mn, что и отражается на составе металлоносных отложений, где наряду с гидроокислами Fe постоянно присутствуют окисные формы Мп. Анализ приведенных в табл. 2 данных показывает, что концентрация Fe в рассолах весьма незначительно отличается от содержания элемента в морской воде, что свидетельствует о практически полном извлечении его из рассолов и выпадении в осадок главным образом в виде аморфных гидроокислов и кремнево-железистого геля.

В отличие от железа концентрация марганца в рассолах на четыре порядка выше, чем в морской воде, в твердую фазу переходит лишь малая часть элемента, основная масса которого остается в растворе.

Распределение в рассолах малых рудных элементов (Cu, Zn, Pb) подчиняется тем же закономерностям, что и во впадине Атлантис-II, отражая единый механизм их миграции и осаждения [3]. Медь из рассолов впадины Суакин практически полностью переходит в твердую

Таблица 2

Химический	состав	рассолов	впадин	Суакин,	Атлантис-II	И	нормальной	морской	воды
		•	Кра	сного мо	оря, г/кг				

Компонент	Суак	ин [12]		Нормальная вола		
	западный бассейн	восточный бассейн	Атлантис-II [2, 6]	Красного моря [6]		
Cl Br SO4 Na K Ca Mg Fe Mn Zn Cu Pb O ₂ *	$\begin{array}{r} 84,68\\ 0,094\\ 3,18\\ 50,59\\ 1,13\\ 2,08\\ 1,44\\ 5,10^{-5}\\ 2,9\cdot10^{-2}\\ 5\cdot10^{-5}\\ 5\cdot10^{-6}\\ 2\cdot10^{-6}\\ 2\cdot10^{-6}\\ 0,05\end{array}$	$\begin{array}{r} 84,81\\ 0,132\\ 3,18\\ 50,59\\ 1,13\\ 2,19\\ 1,42\\ 4\cdot10^{-5}\\ 1,8\cdot10^{-2}\\ 4\cdot10^{-5}\\ 7\cdot10^{-6}\\ 1\cdot10^{-5}\\ -0,08\end{array}$	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{c} 21,13\\ 0,074\\ 2,96\\ 11,75\\ 0,42\\ 0,45\\ 1,41\\ 2\cdot10^{-5}\\ 4,2\cdot10^{-6}\\ 5,5\cdot10^{-6}\\ 5,5\cdot10^{-6}\\ 3\cdot10^{-8}\\ 1,73-2,06\end{array}$		

* Содержание О₂ приведено в мл/л.

фазу, вероятнее всего, в основном в виде сульфидов, ее концентрация в рассолах не отличается от содержания в морской воде, а отдельные горизонты осадков в 1,5—2 раза обогащены этим элементом по сравнению с фоновым содержанием. Концентрация Zn в рассолах на порядок выше, чем в морской воде, а Pb практически целиком остается в растворенном состоянии, обогащая рассолы на три порядка (см. табл. 2). В осадках же концентрация Zn в 5—10 раз выше фоновых, а для Pb характерны одинаковые содержания как в металлоносных, так и в нормальных биогенно-терригенных илах.

Таким образом, гидротермальная деятельность в пределах впадины Суакин в целом характеризуется сравнительно малой интенсивностью. что прежде всего отражается на составе металлоносных осадков, в основной массе состоящих из биогенно-терригенных нормально-осадочных компонентов, а также на невысокой температуре рассолов и сравнительно низких концентрациях в них эндогенных рудных компонентов. Небольшая, но повсеместно присутствующая примесь рудного вещества в массе обычных осадков — признак непрерывности действия гидротермального источника, а колебания в составе и количестве рудной составляющей отражают изменение во времени его интенсивности.

Впадина Судан заполнена максимальной по мощности (286 м) толщей рассолов с относительно небольшой (5 км²) площадью поверхности, что свидетельствует о значительной крутизне склонов впадины.

Рудное вещество в изученном нами разрезе представлено преимущественно небольшим количеством минералов железа (гидроокислами, реже силикатами и сульфидами), которое довольно равномерно распределено в массе биогенно-терригенного осадочного материала [4]. Концентрация Fe колеблется от 4,1 до 9,3%, а Mn, как правило, характеризуется фоновыми (или ниже фоновых) содержаниями. В разрезе выделяется лишь один маломощный горизонт с содержанием Mn 2,1%, где обнаружены кристаллы аутигенного манганосидерита.

В литературе отсутствуют данные по химическому составу рассолов впадины Судан. Тем не менее можно предположить, что при столь большой мощности и высокой степени минерализации рассолов осаждение рудных компонентов происходило в бескислородной среде, чем и объясняется полное отсутствие в разрезе минеральных форм четырехвалентного марганца и в целом низкое содержание элемента в осадках. По данным Р. Бигнелла и др. [14], металлоносные осадки, содержащие до 3% Мп, развиты в краевых, прибортовых участках впадины Судан за пределами рассолов в условиях контакта осадков с кислородсодержащей морской водой.

В центральной части красноморского рифта, в наиболее тектонически активной его части, расположена группа рассолоносных впадин, таких, как Атлантис-II, Альбатрос, Дискавери, Шагара и Эрба. Эта часть осевого трога характеризуется максимальными величинами теплового потока и наибольшими скоростями спрединга [20].

Во впадине Эрба толща рассолов имеет мощность 19 м при площади ~7 км². Характерной особенностью изученной нами осадочной толщи является неравномерное

толщи является неравномерное чередование биогенно-терригенных отложений либо с минимальной примесью гидротермального материала, либо без него, и собственно рудных горизонтов, мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м [4] с содержанием железа до 50%. Марганец по всему разрезу, как правило, находится на уровне фоновых концентраций и лишь в одном маломощном прослое составляет 4%.

Строение разреза осадочной толщи во впадине Эрба отражает сложную историю гидротермальной деятельности в ее пределах. Намечается по крайней мере четыре этапа резкой активизации гидротермального процесса, что реализуется в накоплении прослоев, состоящих в основной массе из рудного вещества, минералогически представленного кремнево-железистым гелем, гётитом, магнетитом, сульфидами сложного состава. Осадки, содержащие



Фиг. 2. Батиметрическая схема впадин Шагара (А) и Альбатрос (Б) [10]. Условные обозначения см. на фиг. 1

сульфиды, характеризуются повышенными (относительно фона) концентрациями, %: Zn до 0,4, Cu до 0,4 и Pb до 0,01.

Отсутствие данных как по морфологии впадины Эрба, так и по составу заполняющих ее рассолов не позволяет достаточно надежно установить условия формирования развитых там осадков, и в частности причины низких содержаний в них марганца. Можно лишь предположить, что отсутствие Мп в составе рудного вещества связано либо с наличием в депрессии бескислородных рассолов в периоды активизации гидротермальной деятельности, либо с миграцией растворенного Мп за пределы впадины в условиях относительно небольшого углубления ее дна.

В падина Шагара в настоящее время лишь в небольшой самой глубокой своей части имеет рассольную линзу мощностью 8 м и площадью около 1 км² (фиг. 2, *A*). Изученная нами колонка расположена за пределами рассолов. В настоящее время во впадине накапливаются осадки, состоящие в основном из нормального биогенно-терригенного материала с небольшой примесью гидротермального вещества, представленного гидроокисными формами Mn [4].

В интервале 78—132 см резко выделяется рудный горизонт, состоящий преимущественно из рентгеноаморфных гидроокислов Mn с содержанием элемента 36—39%. Ниже по разрезу в массе нормальных красноморских илов выделяются два маломощных железорудных прослоя с содержанием Fe до 45—49%. Строение осадочной толщи изученной колонки свидетельствует о существовании по крайней мере трех этапов активизации деятельности гидротермального источника. Состав первых двух железорудных горизонтов, в которых гидроокисные формы Мп полностью отсутствуют, позволяет предположить наличие рассольной толщи в период формирования рудных отложений, а их незначительная мощность — кратковременность деятельности гидротермального источника.

Образование рудного прослоя, состоящего из гидроокисных форм Ми, может происходить лишь в кислородсодержащей среде при отсутствии рассолов, что может быть связано с резким снижением интенсивности гидротермальной деятельности, либо ее полным прекращением, и как следствие исчезновением линзы рассолов, окислением накопившегося в них Mn(II) и выпадением в осадок минеральных форм Mn(IV).

Альтернативной возможностью образования марганцеворудных осадков во впадине Шагара является поступление растворов, обогащенных марганцем, из расположенной севернее впадины Альбатрос в периоды возрастания там гидротермальной активности и повышения уровня рассольной толщи. Батиметрическое положение обеих впадин допускает реальность подобного процесса. Дно впадины Шагара расположено более чем на 350 м ниже дна впадины Альбатрос, а разделяющая их перемычка находится практически на уровне современного зеркала рассола во впадине Альбатрос (см. фиг. 2). Крайне низкие содержания в рудных осадках полиметаллических сульфидов и обычно фоновые концентрации в них Zn, Cu, Pb являются свидетельством относительно низких температур гидротермальных растворов и в целом малой интенсивности рудного процесса в пределах впадины Шагара.

В небольшой по размерам в падине Альбатрос (см. фиг. 2, \mathcal{B}) толща рассолов имеет мощность 72 м при площади поверхности линзы, равной 1,5 км². Изученная нами колонка (ст. 402) расположена в пределах распространения рассолов, что и определяет химические особенности рудного вещества, а именно полное отсутствие в его составе гидротермального Mn. В ходе накопления осадочной толщи во впадине, видимой мощностью около 5 м, зафиксировано по крайней мере два периода резкой активизации гидротермального процесса с образованием железорудных прослоев, мощностью до 0,5 м, состоящих из аморфных гидроокислов Fe, местами со значительной примесью гётита, магнетита, гематита; в отдельных горизонтах присутствуют сульфиды, преимущественно рентгеноаморфные, и также пирит, реже сфалерит и сульфиды меди. Эти прослои характеризуются относительно повышенными содержаниями Zn (до 0,23%) и Cu (до 0,22%). Концентрация Fe в рудных прослоях достигает 50—58%.

Отсутствие данных по физическим и химическим параметрам рассолов впадины Альбатрос затрудняет расшифровку механизма образования и выпадения главных минеральных фаз. Однако полное отсутствие в осадках гидроокисных форм гидротермального Mn позволяет рассматривать эту впадину как рассолоносную на протяжении всей истории формирования осадочной толщи, а присутствие редких прослоев, содержащих сульфиды, свидетельствует о периодическом изменении температурного режима и интенсивности гидротермального процесса.

Условия образования металлоносных осадков во в падине Дискавери могут быть рассмотрены более детально, поскольку именно эта впадина (ее осадки, морфология, химизм рассолов) изучена относительно подробно.

Впадина Дискавери — одна из немногих впадин, структура и морфология которой не совпадают с основным тектоническим планом красноморского рифта. Морфологически она отличается округлыми очертаниями и сравнительно крутыми наклонами бортов, в западной и югозападной частях достигающими 40°. Размер впадины около 12 км², максимальная глубина 2224 м, что на 54 м больше максимальной глубины впадины Атлантис-II (фиг. 3, Б).

Впадина Дискавери заполнена мощной толщей рассолов со сравнительно небольшой площадью их поверхности, что связано с особенностями ее морфометрии. Состав ее рассолов по сравнению с рассолами.



Фиг. 3. Батиметрическая схема впадин Атлантис-II (А) и Дискавери (Б) [10]. Условные обозначения см. на фиг. 1

впадины Атлантис-II и нормальной водой Красного моря приведен в табл. 3. Эти данные свидетельствуют о сходстве основного солевого состава водной массы в обеих впадинах. Более того, практически идентичны также изотопный состав кислорода, водорода и сульфатной серы. Важно также и то обстоятельство, что во впадине Дискавери в отличие от впадины Атлантис-II температура рассолов во времени не повышаехся, а остается постоянной [2], наблюдается также отрицательный температурный градиент на глубине 20—40 м [9].

Совокупность приведенных выше фактов, а именно морфометрические особенности впадины Дискавери, отражающие ее структурную, тектоническую позицию, близость состава рассолов с рассолами впадины Атлантис-II, изотопные данные и температурный режим убедительно свидетельствуют об отсутствии в районе впадины Дискавери собственного гидротермального источника. Существующая в ней рассольная толща, по всей видимости, образовалась в результате переливания термальных минерализованных вод из впадины Атлантис-II в периоды максимальной интенсивности их поступления и экстремально высокого уровня, превышающего высоту разделяющего впадины морфологического порога.

Состав металлоносных осадков впадины Дискавери подтверждает предположение об отсутствии в ее пределах источника гидротерм. Осадки характеризуются крайне изменчивым составом как по разрезу, так и в одновозрастных горизонтах на весьма ограниченных площадях [4]. В отдельных разрезах, расположенных преимущественно в самых глу-

Химический состав рассолов впадин Дискавери, Атлантис-II и нормальной морской воды Красного моря [6, 7, 9, 16, 19]

	Fассол	ы впадин	Нормальная вода Красного
Компонент	Дискавери Дискавери	Атлантис-П	моря
C! Br SO ₄ HCO ₃ Na K Ca Mg Sr Si Fe Mn Zn Cu Pb O ₂ δ^{34} S(сульфа1) δ^{18} O δD ϵ^{55} г/ ϵ^{86} Sr	$\begin{array}{c} 155,3\\ 0,12\\ 0,70\\ 0,03\\ 93,05\\ 2,14\\ 5,12\\ 0,81\\ 4,6\cdot10^{-2}\\ 3\cdot10^{-3}\\ 8\cdot10^{-3}\\ 8\cdot10^{-5}\\ 5,5\cdot10^{-2}\\ 8\cdot10^{-4}\\ 1\cdot10^{-4}\\ 2\cdot10^{-4}\\ Her\\ 19,0\ +20,5\\ 1,13\\ 7,3\\ 0,708\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 156,03\\ 0,13\\ 0,84\\ 0,14\\ 92,6\\ 1,87\\ 5,15\\ 0,77\\ 4,8\cdot10^{-2}\\ 2,7\cdot10^{-2}\\ 9\cdot10^{-2}\\ 9\cdot10^{-2}\\ 9\cdot10^{-2}\\ 9\cdot10^{-2}\\ 7\cdot10^{-3}\\ 2\cdot10^{-4}\\ 6\cdot10^{-4}\\ Her\\ +18,2 +21,8\\ 1,19\\ 7,3\\ 0,708\\ \end{array}$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$

Примечание. Содержание О₂ приведено в мл/л. овчо, отальных компонентов-в г/кг.

боких (центральных) частях депрессии (ст. 1995, 398), выделяются пачки с содержанием Mn до 25—30%, присутствующего в основном в виде гидроокисных форм (см. фиг. 3, Б). Изученные нами осадки (ст. 1996), развитые на склоне впадины, практически не содержат гидроокисных форм Mn, а отдельные горизонты разреза резко (до 55—60%) обогащены железом, входящим в состав рентгеноаморфных гидроокислов, гётита, магнетита, в меньшей степени сидерита и гематита.

Механизм образования металлоносных осадков в условиях впадины Дискавери можно представить следующим образом. До поступления в депрессию рассолов на ее дне происходило накопление обычного для Красного моря биогенно-терригенного материала. В периоды активизации гидротермальной деятельности во впадине Атлантис-II, соответствующие, по-видимому, времени образования осадков сульфидных зон, вследствие повышения уровня рассолов происходило их переливание через невысокую седловину в глубокую, воронкообразную впадину Дискавери. Смешение минерализованных рассолов, обогащенных ионами Fe²⁺ и Mn²⁺, с кислородсодержащей морской водой приводило к окислению восстановленных форм элементов, выпадению их в осадок главным образом в виде гидроокислов и образованию рудных горизонтов. При этом прежде всего окислялось железо, основная часть которого была удалена из рассола и переведена в твердую фазу осадков. Об этом свидетельствуют данные по содержанию элемента в водной массе обеих впадин (см. табл. 3). Так, концентрация железа в рассолах впадины Дискавери на три порядка ниже, чем во впадине Атлантис-II, и близка к его концентрации в нормальной морской воде. В отличие от железа доля марганца, извлеченного из раствора и переведенного в твердую фазу осадков, весьма незначительна. Его концентрация в рассолах впадины Дискавери менее чем в 2 раза ниже, чем во впадине Атлантис-II, и на четыре порядка превышает концентрацию в морской воде (см. табл. 3). Большая часть марганца, поступившего во впадину Дискавери в составе рассолов из впадины Атлантис-II, осталась в растворенной, восстановленной форме, поскольку кислород морской воды был в основном израсходован на окисление железа. Более того, в ходе окислительно-восстановительного взаимодействия свежеосажденных гидроокисных

форм марганца с ионами двухвалентного железа в толще рассолов марганец мог вновь восстанавливаться и переходить в раствор, а железо, окисляясь, выпадало в осадок. Этот процесс приводил к дополнительному извлечению железа из рассолов и препятствовал образованию твердофазных соединений марганца. Выпадение в осадок гидроокислов марганца могло происходить лишь при наличии больших количеств кислорода, достаточных для окисления как железа, так и марганца. Такие условия обеспечиваются в прибортовых частях впадины, где поверхность осадка сближена с кислородсодержащей морской водой, а также за пределами рассольной толщи на седловине, разделяющей впадины Атлантис-ІІ и Дискавери. Образование марганцеворудных прослоев в центральных (наиболее глубоких) частях впадины, вероятнее всего, произошло в результате оползания осадков с крутых склонов депрессии. Подобный путь формирования богатых марганцем прослоев подтверждается как консистенцией такого рода отложений (это обычно мягкие, сильно обводненные, «маслянистые» илы), так и текстурными особенностями осадочной толщи в центральных частях впадины Дискавери, для которой характерны многочисленные признаки смятия, перемешивания и нарушения слоистости осадков.

Весьма информативны для понимания генезиса осадков данные о характере сульфидной минерализации и изотопного состава сульфидной серы. Напомним, что для отложений впадины Атлантис-II характерно широкое развитие гидротермальных сульфидов, среди которых важную роль играют сульфидные соединения цинка и меди. Величины δ^{34} S в них составляют $+3 \div +10^{\circ}/_{00}$. В отличие от рудных отложений впадины Атлантис-II осадки впадины Дискавери отличаются в целом слабым развитием сульфидных минералов, представленных главным образом сульфидами железа (моносульфид, грейгит) со значениями δ^{34} S, равными $-20 \div -30^{\circ}/_{00}$. Эти данные являются показателем их образования в ходе бактериальной сульфатредукции. Минералогия сульфидов и изотопный состав сульфидной серы является дополнительным аргументом в пользу отсутствия гидротермального источника во впадине Дискавери.

Таким образом, отложения впадины Дискавери стоят особняком в ряду металлоносных осадков красноморского рифта, иллюстрируя редкую возможность накопления рудного материала в условиях отсутствия гидротермального источника на площади впадины. На этом примере также отчетливо выявляется важная роль физико-химических условий среды осадконакопления при формировании химического облика рудных осадков, а также влияние морфометрии дна на характер их локализации.

В пределах всего красноморского рифта рудообразующий процесс с максимальной интенсивностью проявляется во впадине Атлантис-II (см. фиг. 3, А). Гидротермальный источник на площади этой депрессии функционирует в течение 20—25 тыс. лет, при этом меняются лишь конкретные места разгрузки и варьирует интенсивность подачи рудного материала.

С полной определенностью можно утверждать, что эта впадина и в настоящее время находится в активной стадии процесса, о чем убедительно свидетельствует постоянный рост температуры заполняющих ее рассолов [17]. Осадки впадины Атлантис-II характеризуются наиболее сложным, многокомпонентным минеральным составом и максимально высокими концентрациями таких эндогенных элементов, как Zn, Cu, Pb, а также Cd, Ag, Au. Это единственная впадина Красного моря, отложения которой представляют собой экономически ценную рудную залежь, общие запасы элементов в которой оцениваются: Zn от 2,5 до 3,22 млн. т, Cu 0,5—1 млн. т, Pb 80 тыс. т, Ag 4,5—9 тыс. т, Au 45 т [15, 18].

Естественным следствием практической значимости рудных отложений впадины является большое число научных публикаций, освещающих разные аспекты их формирования. Результаты анализа основных минерало- и рудообразующих процессов во впадине Атлантис-II, проведенного нами с учетом литературного материала, были приведены в работе [3]. В этой работе было показано, что минералого-геохимические особенности рудных отложений определяются сложным сочетанием целого ряда факторов — таких, как состав и температурный режим гидротермальных растворов, интенсивность поступления элементов в бассейн седиментации и формы их миграции, а также физико-химическая обстановка взаимодействия элементов, образования минеральных фаз, их осаждения и захоронения.

В падина Вальдивия, расположенная западнее впадины Атлантис-II, находится не в центре рифтовой долины, как большинство металлоносных депрессий, а на западном ее борту, имеет воронкообразную форму и заполнена толщей рассолов мощностью 123 м с площадью поверхности около 4 км².

Рассолы впадины Вальдивия характеризуются высоким содержанием СІ и в отличие от рассола впадины Атлантис-II не обнаруживают пониженных по сравнению с морской водой содержаний ионов Mg^{2+} и SO₄²⁻, что свидетельствует об отсутствии образования в рассолах аутигенных минеральных фаз, переводящих эти компоненты в твердую фазу осадков. Во впадине происходит отложение нормальных биогенно-терригенных осадков, и лишь в двух маломощных (5—15 см) прослоях содержание Fe повышается до 15%, рудное вещество представлено кремнево-железистым гелем со следами гётита. Концентрации Мп, а также микроэлементов по всему разрезу не превышают фоновых значений.

Из всех рассолоносных депрессий красноморского рифта только во впадине Вальдивия рассолы, судя по изотопному составу кислорода и водорода (см. табл. 1), соответствуют современным водам Красного моря, во всех остальных впадинах рассолы, по данным изотопного анализа, представляют собой разновозрастные палеоводы. В целом осадки впадины Вальдивия не являются металлоносными, а наличие двух небольших прослоев с повышенными содержаниями железа отражает, повидимому, кратковременные этапы слабой подачи гидротермальных растворов, из которых в условиях рассольной толщи выпадает в осадок Fe, а Mn, очевидно, остается в растворе.

Особый интерес представляют отложения впадины Тетис, которые по степени рудоносности сопоставимы с осадками впадины Атлантис-II, но существенно отличаются от них как по минеральному и химическому составу, так и по строению и особенностям вертикальной стратификации рудной толщи.

Впадина Тетис, расположенная в осевой части рифта, имеет длину около 30 км и состоит из трех бассейнов с максимальной глубиной 1970 м. Важная особенность этой впадины — отсутствие в ней в настоящее время рассолов, наблюдается лишь слабое повышение солености иловых вод, что не исключает наличия рассолов в прошлом.

Осадочная толща в изученной нами колонке 224 мощностью 510 см, имеет четкое ритмичное строение. В ней чередуются пачки, резко различающиеся по минеральному и химическому составу. Распределение главных рудных элементов (Fe и Mn) в разрезе показано в работе [4]. Рудное вещество в интервалах 0-120, 190-249 и 298-510 см представлено как железом, так и марганцем в разных, не коррелирующих между собой соотношениях. Содержания элементов в этих пачках колеблются, %: Fe от 11 до 34, Mn от 15 до 30. Как Fe, так и Mn входит в состав гидроокисных минералов. Для указанных горизонтов характерно высокое содержание нормально-осадочного биогенно-терригенного материала, количество СаСО, обычно составляет 20-40%, SiO₂ 2-15%.

Осадки горизонтов 120—190 и 249—298 см практически целиком сложены рудным материалом, состоящим из минералов железа. Характерной их особенностью является широкое развитие магнетита, а также постоянное присутствие подвижного Fe²⁺ (до 8,5%). Содержание Fe в них 44—61%, Mn не превышает фоновых концентраций, количество CaCO₃ и SiO₂ обычно менее 1%.

Можно предположить, что четкая ритмичность строения и состава

металлоносных отложений в изученном разрезе отражает пульсационный характер подачи рудного вещества, периодическое изменение интенсивности рудообразующего процесса или дебита источника. Образование чистых железорудных прослоев отвечает, по-видимому, периодам наибольшей активизации гидротермальной деятельности, когда скорости накопления рудного материала были максимально высокими, а биогенно-терригенное осадконакопление практически полностью подавлено. Постоянный приток богатых Fe(II) и Mn(II) гидротерм в наддонную морскую воду сопровождался окислением в первую очередь Fe(II) и переходом его в твердофазные соединения. Широкое развитие в рудных горизонтах впадины магнетита свидетельствует о совместном выпадении в осадок как гидроокисных, так и гидрозакисных форм, т. е. о недоокисленности части железа, что говорит о недостатке кислорода в придонных водах в местах разгрузки гидротерм для полного окисления восстановленного железа и тем более для окисления Mn(II). Переход восстановленного марганца в твердофазные окисные соединения мог осуществляться либо за пределами гидротермально-активных полей, либо при ослаблении или прекращении притока гидротермальных растворов. Оба эти условия реализуются в условиях впадины Тетис, что отражается на составе металлоносных осадков, их латеральной и вертикальной изменчивости. Так, по данным Р. Бигнелла и др. [14], для впадины Тетис характерно широкое развитие по площади осадков, в разной степени обогащенных марганцем. Образование марганцеворудных горизонтов в изученном нами разрезе, по всей видимости, отражает резкое снижение интенсивности гидротермального притока вещества в данном месте и создание тем самым условий, при которых из определенных объемов наддонной морской воды кислород расходуется на окисление как Fe(II), так и Mn(II), обусловливая совместное присутствие в осадках полностью окисленных минеральных форм железа (гидроокислы, лепидокрокит, гётит) и сложных минеральных форм марганца. Естественным следствием ослабления гидротермальной активности является высокое содержание в осадках биогенно-терригенного материала.

Таким образом, при формировании осадочной толщи впадины Тетис выделяются два периода резкой активизации гидротермальной деятельности и отложения железорудного материала, практически лишенного марганца и примеси биогенно-терригенных частиц. Слабое развитие сульфидной минерализации в этих осадках при относительно высоких концентрациях металлов, особенно меди (до 0,4%), связано скорее всего с частичным окислением сульфидов в условиях кислородсодержащей морской воды.

В периоды ослабленной подачи гидротермальных растворов, а возможно, и полного прекращения их поступления формировались осадки с высоким содержанием биогенно-терригенной примеси, значительно обогащенные гидроокислами Mn. Повышенные концентрации в них малых элементов, прежде всего Zn (до 0,6%), а также Cu (0,02—0,07%) и Pb (до 0,01%), обусловлены, по-видимому, связыванием этих металлов свежеосажденными гидроокисными формами.

Осадочная толща впадины Тетис — наглядный пример вещественной реализации пульсационного характера рудообразующего процесса в условиях выхода гидротермальных растворов в обычную морскую воду и непосредственного контакта с ней металлоносных осадков, накапливающихся в геоморфологически выраженной депрессии морского дна.

В падина Нереус является одной из самых крупных и морфологически сложных депрессий красноморского рифта. Она имеет длину 40, ширину 12 км и ориентирована согласно с основными структурами региона. Дно впадины разделено седловиной на два параллельных бассейна, которые в свою очередь имеют целый ряд более мелких углублений, часть которых заполнена рассолами (фиг. 4). Площадь с рассолами составляет лишь небольшую часть (~4 км²) от всей площади (480 км²) впадины.



Фиг. 4. Батиметрическая схема впадины Нереус [10]. Условные обозначения см. на фиг. 1

Металлоносные осадки характеризуются ярко выраженной латеральной и вертикальной изменчивостью. В разрезах прослои нормально-осадочного биогенно-терригенного материала неравномерно чередуются с отложениями, содержащими разнообразное по количеству и составу рудное вещество. Максимально (до 54%) обогащенные железом рудные пачки развиты в основном в восточном бассейне в рассольных депрессиях, самые богатые (до 22%) марганцем отложения наблюдаются обычно за пределами рассолов, в краевых участках впадины. Обычно же в составе металлоносных осадков впадины Нереус совместно присутствуют гидроокисные формы Fe и Mn в весьма разных соотношениях [4]. Концентрации Zn, Cu и Pb в осадках также широко варьируют, %: Zn до 1,2, Cu до 0,9, Pb до 0,05, при этом сульфидная минерализация развита весьма ограниченно, что может быть связано с процессами окисления гидротермальных сульфидов в условиях их контакта с кислородсодержащей морской водой.

К. Бигнелл и С. Али [13], детально изучавшие осадки впадины Нереус как с геохимических, так и со стратиграфических позиций, провели корреляцию целого ряда разрезов и пришли к выводу о существовании по крайней мере четырех периодов деятельности гидротермальных источников и отложения из них рудного вещества. Согласно их представлениям, выходы термальных растворов и основная их разгрузка были приурочены к краевым (сбросовым) участкам впадины. В той или иной степени «разгрузившиеся», обедненные рудными компонентами, рассолы стекали вниз, заполняя наиболее глубокие мелкие депрессии.

Таким образом, формирование металлоносных осадков во впадине Нереус происходило в основном в безрассольной обстановке при смешивании гидротермальных растворов с нормальной морской водой. Сочетание сложной геоморфологической и физико-химической обстановок с пульсирующим поступлением гидротермальных растворов и вероятным



Фиг. 5. Батиметрическая схема впадин Гипсум (А) и Кебрит (Б) [10]. Условные обозначения см. на фиг. 1

изменением областей разгрузки определяет пестроту состава отложений, а также сложный характер их локализации на площади впадины и в разрезе осадочной толщи.

В падина Гипсум наряду с впадинами Атлантис-II и Тетис относится к числу редких участков красноморского рифта, где в составе осадков преобладает эндогенный рудный материал. Эта депрессия лишена линзы рассолов, что вполне естественно, если учесть ее весьма нечеткое морфологическое выражение (фиг. 5, A). На самом деле это не впадина, а небольшое углубление морского дна, где обнаружены металлоносные осадки.

Изученная нами колонка 413, мощностью более 3 м, практически целиком сложена рудным веществом, минералогически представленным сложным комплексом минералов окисного и закисного железа (аморфные гидроокислы, гётит, лепидокрокит, магнетит, сидерит, железистые смектиты). Содержания Fe в осадках колеблются от 28 до 57%, концентрации Mn по всему разрезу имеют фоновые (или ниже фоновых) значения.

По данным Р. Бигнелла и др. [14], в осадках впадины Гипсум встречаются редкие прослои, содержащие сульфиды, именно в этих прослоях отмечены повышенные (до 0,67%) содержания меди; в железорудных осадках содержания Zn составляют 0,1—0,2%.

Химико-минералогические данные, а также особенности строения рудной толщи свидетельствуют о существовании активного гидротермального источника, действующего с иебольшими перерывами, во время которых отлагались нормальные биогенно-терригенные илы, зафиксированные в изученном нами разрезе в двух небольших прослоях [4]. Малая мощность этих прослоев говорит об относительной кратковременности перерывов в деятельности гидротермального источника.

Судя по составу осадков, минералогически представленных соединениями двух- и трехвалентного железа, полностью лишенных марганца, скорости накопления рудного вещества были весьма высокими. Поступление гидротермального Fe(II) было столь интенсивно, что существующий в тех же объемах воды кислород не обеспечивал полного окисления железа, которое частично выпадало в осадок в восстановленной форме, входя в состав таких минералов, как сидерит, магнетит, железистые смектиты, сульфиды. Следует отметить также, что только высокие скорости накопления осадков могли предохранить новообразованные суль-

4*

51

фиды от окисления и обеспечить их сохранение в составе рудного вещества.

Отсутствие в осадках каких-либо следов гидротермального марганца совершенно естественно, если учесть, что в районе впадины Гипсум нет геоморфологически выраженной впадины-ловушки и ничто не препятствует марганцу мигрировать от гидротермального источника, рассеиваясь на широких площадях морского дна.

В падина Кебрит, имеющая размеры 3×4 км, округлую форму и крутые склоны (см. фиг. 5, Б), заполнена высокоминерализованным рассолом (хлорность 153,3%) с температурой, незначительно превышающей температуру морской воды. Отличительная особенность рассолов впадины — высокое содержание в них сероводорода и двуокиси углерода.

Осадки в основной своей массе состоят из обычного для Красного моря биогенно-терригенного материала, и лишь на глубине ниже 3 м обнаружены прослои с повышенными содержаниями цинка (до 0,1%) и Си (до 0,03%), средние концентрации рудных компонентов в осадках впадины Кебрит не превышают их содержаний в обычных осадках Красного моря, лишенных гидротермального воздействия. В изученной нами колонке 414 рудный материал полностью отсутствует.

В целом гидротермальный процесс в районе впадины Кебрит проявлялся эпизодически и в весьма слабой степени; основная масса развитых в ней осадков не является металлоносной.

Самая северная впадина Океанограф расположена за пределами срединной долины рифта, максимальная глубина ее 1528 м, площадь ~15 км². Обнаруженный во впадине рассол имеет максимально высокую для Красного моря минерализацию (Cl 160%). Осадки впадины Океанограф нами не изучались. По данным Р. Бигнелла и др. [14], они не содержат рудного вещества, средние концентрации железа, марганца и микроэлементов, как правило, ниже, чем в обычных красноморских отложениях, развитых вне зон влияния гидротермальной активности, и вполне сопоставимы со средними содержаниями рудных элементов в осадках впадины Кебрит. В этой же работе отмечено, что осадки впадины Океанограф отличаются высоким содержанием органического вещества и наличием в них свободного H₂S. Отсутствие количественных данных по содержанию Соорг и изотопному составу сульфидной серы не позволяет сделать однозначных выводов об источниках H₂S и происхождении сульфидов в осадках северных впадин — Кебрит и Океанограф. Однако, учитывая отсутствие в пределах впадин ярко выраженной гидротермальной деятельности и наличие застойных минерализованных вод, можно допустить, что генерация сероводорода и сульфидообразование в этих условиях происходят в результате процессов анаэробной бактериальной сульфатредукции.

Анализ изложенных выше данных по составу, характеру локализации и условиям образования металлоносных осадков Красного моря показывает, что все их многообразие контролируется совокупностью ряда факторов, из которых одни имеют эндогенную, другие — экзогенную природу.

К числу эндогенных рудоконтролирующих факторов, связанных с геотермальной активностью недр, относятся химический состав, температурный и газовый режим растворов, положение их выходов на дно, или места разгрузки, формы миграции рудных компонентов, а также интенсивность гидротермального процесса или дебит глубинных источников.

Главными экзогенными факторами, влияющими на состав, характер локализации осадков и строение рудных тел, являются физико-химические условия среды осадкообразования и морфометрические особенности бассейна седиментации, прежде всего наличие впадин-ловушек рудного вещества (их глубина, размеры и морфология).

Степень минерализации гидротермальных растворов, по-видимому, не влияет существенным образом на интенсивность и характер рудооб-

разующего процесса. Это было отмечено в работе [3]. Дополнительный фактический материал, приведенный в данной статье, подтверждает выеказанное ранее предположение. На графике (фиг. 6), построенном по данным табл. 1, показано соотношение солености (Сl, %) водных растворов, заполняющих впадины, и металлоносности (Fe+Mn, %) развитых в них осадков. При этом отчетливо выявляется полное отсутствие связи между этими параметрами.

На примере рудообразующего процесса в Красном море целесообразно рассмотреть еще один весьма важный аспект формирования геохимического облика металлоносных осадков, а именно причины, контролирующие соотношение в них главных по массе компонентов — железа и марганца. Пространственные и временные связи между этими элементами являются важным индикатором условий накопления рудного вещества.

Разделение железа и марганца в геохимических процессах — явление, широко распространенное в природе и ярко проявляемое в ходе

гидротермально-осадочного рудогенеза. В основе разделения лежат химические свойства этих элементов и прежде всего бо́льшая склонность восстановленных форм железа к окислению по сравнению с соответствующими формами марганца, что выражается в существенной разнице величин стандартных окислительных потенциалов [5].

При выходе гидротермальных растворов в кислородсодержащую морскую воду прежде всего окисляются восстановленные формы железа, что приводит к выпадению труднорастворимой гидроокиси Fe(III) и обеспечивает дальнейшую миграцию растворенного Mn(II). В результате железорудные отложения локализуются, как правило, в непосредственной близости от мест разгрузки гидротерм, а марганец разносится на различные расстояния от источников. Пространственные связи между осадками, обогащенными железом и марганцем, и соотношение





в них этих элементов зависят главным образом от физико-химических условий отложения и прежде всего от соотношения объемов гидротермальных растворов и морской воды или дебита источников. Большую роль играют также морфологические особенности дна, а именно наличие впадин-ловушек рудного вещества. Влияние всех этих факторов на состав и характер локализации рудных накоплений в Красном море было показано выше. Так, примерами железорудных отложений с минимальной примесью Мп или без него могут служить осадки впадин Тетис и Гипсум, где гидротермальный процесс проявляется достаточно интенсивно. При выходе рудообразующих растворов в морфологически выраженные депрессии железистые фазы обычно накапливаются в центральных их частях, а марганцевые образования приурочены к краевым, прибортовым участкам или фиксируются в толще осадков выше железорудных прослоев, отлагаясь в периоды ослабления интенсивности гидротермальной деятельности, когда кислорода морской воды достаточно для окисления как железа, так и марганца. Примерами такого рода разделения богатых железом и марганцем осадков как в разрезе осадочной толщи, так и по площади являются отложения таких впадин, как Тетис, Шагара, Нереус, Судан.

Более сложно протекает процесс фракционирования железа и мар-

ганца в случае выхода гидротерм в восстановительную среду, в частности в бескислородные минерализованные рассолы. Механизм и условия выпаления разных минеральных фаз железа и марганца в подобных условиях были детально рассмотрены нами на примере впадины Атлантис-II [13].

В бескислородной среде в осадок могут выпадать только минеральные формы Mn(II), которые фиксируются в отложениях этой и ряда других впадин в виде линз и прослоев манганосидеритов и родохрозита.

Таким образом, широкий диапазон соотношений в металлоносных осадках железа и марганца определяется процессом фракционирования этих элементов в ходе осадконакопления, а результат зависит прежде всего от физико-химических и геоморфологических условий в местах разгрузки гидротермальных растворов.

В итоге отметим, что проведенный анализ конкретных данны: по составу металлоносных отложений Красного моря и условиям их образования позволяет утверждать, что наиболее перспективными для формирования, захоронения, а следовательно, и поисков месторождений гидротермально-осадочного генезиса являются те природные обстановки, в которых указанные выше основные рудоконтролирующие факторы действуют совместно. В пределах Красного моря такие условия реализуются во впадине Атлантис-II, где сочетаются высокая активность гидротермального процесса, наличие морфологически выраженной «ловушки» рудного материала и восстановительные условия выпадения минеральных фаз. Все это обеспечивает высокие скорости накопления рудного вещества, богатого микроэлементами и представленного широким комплексом минералов, предохраняет сульфидные соединения от окисления и резко подавляет процесс нормальной биогенно-терригенной седиментации. В результате образуется рудное тело, представляющее собой полиметаллическое гидротермально-осадочное месторождение, находящееся на стадии формирования.

В целом проявляемые в Красном море рудоконтролирующие факторы, возможно, и не исчерпывают всей сложности гидротермально-осадочного рудогенеза, но, безусловно, определяют основные его закономерности и, по-видимому, в разных сочетаниях контролируют формирсвание всей гаммы металлоносных осадков, развитых в тектонически активных областях Мирового океана. Именно поэтому исследование рудообразующей системы в Красном море может служить основой для сравнительного генетического анализа разнообразных рудопроявлений не только на дне современных морей и океанов, но и в отложениях геологического прошлого.

Литература

- 1. Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис). — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение/Под ред. Дегенс Э., Росс Д. М.: Мир, 1974, с. 157—194.
- 2. Брюер П., Спенсер Д. Замечания о химическом составе термальных рассолов Красного моря. В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение/Под ред. Дегенс Э., Росс Д. М.: Мир, 1974. с. 70-76.
- 3. Бутузова Г. Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 2.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 4, с. 11— 32.
- 4. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А. Металлоносные осадки глубоководных впадин Красного моря (геохимические особенности и характер распределения рудного ве-щества).— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 3, с. 16—32. 5. Ефимов А. И., Белорукова Л. П., Василькова И. В., Чечев В. П. Свойства неорга-нических соединений: Справочник. Л.: Химия, 1983. 392 с.
- 6. Крейг Х. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря. В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение/Под ред. Дегенс Э., Росс Д. М.: Мир, 1974, c. 96-141.
- 7. Фор Г., Джонс Л. Изотопный состав стронция в рассолах Красного моря. В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение/Под ред. Дегенс Э., Росс Д. М.: Мир. 1974, с. 141-148.
- 8. Хендрикс Р., Рейсбик Ф., Махаффи Э. и др. Химический состав осадков и иловых

вод из впадин Атлантис-II, Дискавери и Чейн.— В кн.: Современное гидротермаль-ное рудоотложение/Под ред. Дегенс Э., Росс Д. М.: Мир, 1974, с. 194—229.

- 9. Эмери К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря. В кн.: Современное гидротермальное рудоотложе-
- ных осадов красного моря. В кл. Современное гидрогермальное рудовлюжет ник/Под ред. Дегенс Э., Росс Д. М.: Мир, 1974, с. 7—26.
 10. Bäcker H., Shoell M. New Deeps with brines and metalliferous sediments in the Red Sea.— Nature Phys. Sci., 1972, v. 240, p. 135—158.
 11. Bäcker H., Richter H. Die rezente hydrothermal-sedimentäre lagerstätte Atlantis-II-Tief
- im Roten Meer.- Geol. Rundschau, 1973, B. 62, S. 697-741.
- 12. Baumann A., Richter H. Suakin Deep: Brines and hydrothermal sediments in the
- deepest part of the Red Sea.—Geol. Rundschau, 1973, B. 62, H. 3, p. 684—697.
 Bignell K., Ali S. Geochemistry and stratigraphy of nereus deep Red Sea.—Geol. Sb. D. 17, 1976, p. 173—186.
 Bignell R., Cronan D., Tooms J. Red Sea metalliferrous brine precipitates.—In: Me-
- tallogeny and plate Tectonics/Ed. Strong D.- Geol. Assoc. Canada, Spec. pap., 1976, № 14, p. 147—179.
- Hackett J., Bischoff J. New data on the stratigraphy, extent and geologic history of the Red Sea geothermal deposits.— Econ. Geol., 1973, v. 68, № 4, p. 553—564.
 Hartmann M. Untersuchungen von suspendiertem material in den hydrothermal laee-
- gen des Atlantis-II-Tiefs.—Geol. Rundschau, 1973, B. 62, № 3, S. 742—754.
- Hartmann M. Atlantic-II Deep goethermal brine system, Hydrographic situation in 1977 and changes since 1965.— Deep-Sea Res., 1980, v. 27, № 2A, p. 164—171.
 18. Zuke G., Glyn F. Arab silver from the Red Sea mud.— New Sci., 1981, v. 89, № 1241,
- p. 470-472. 19. Schoell M., Faber E. New isotopic evidence for the origin of Red Sea brines. Nature, 1978, v. 275, № 5, p. 436-438.
- 20. Wong H., Degens E. The crust beneath the Red Sea Gulf of Aden East African rift system: a review.— In: Mitt. Geol. Palaontol. Hamburg, 1984, H. 56, p. 53-94.

Геологический институт АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 25.111.1985

УДК 550.4:553.3(267.4)

О ФОРМАХ ЖЕЛЕЗА, МАРГАНЦА И СЕРЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ БЕНГАЛЬСКОГО ЗАЛИВА

МОРОЗОВ А. А., РОЗАНОВ А. Г., СОКОЛОВ В. С.

В работе представлены данные, отражающие распределение различных форм железа, марганца и серы в осадках центральной части Бенгальского залива. Рассмотрены условия протекания окислительно-восстановительных процессов диагенеза с участием этих элементов. Предложен геохимический механизм, объясняющий аномально низкий для данного содержания ОВ уровень сульфатредукции при весьма развитом процессе восстановления Fe (III).

Изучение распределения различных форм Fe, Mn и S в донных отложениях Бенгальского залива было выполнено в ходе 32-го рейса НИС «Академик Курчатов» (1981 г.) и является частью планомерного исследования процессов диагенетического преобразования соединений этих элементов в осадках бассейна Индийского океана. Нами были изучены осадки центральной части залива (ст. 3393—3398) и его южной части, прилегающей к Восточно-Индийскому хребту с востока (ст. 3388, 3391) и с запада (ст. 3387, 3390). На фиг. 1 приведена схема расположения станций отбора проб. Осадки отбирались при помощи прямоточной геологической трубки; всего было получено 11 колонок длиной от 2 до 5 м.

Определение содержания форм элементов в осадках выполнялось в соответствии с известными методиками фазового химического анализа [2, 13]. На борту судна определяли реакционноспособные формы Fe(II), Fe(III), Mn(IV), серу пирита, серу кислоторастворимых сульфидов, выборочно элементную серу, CaCO₃, а также C_{opr}¹. Валовые содержания железа, марганца и выборочно органическая сера были определены в стационарной лаборатории. Содержания железа, связанного в сульфиды, рассчитывались нами по данным определений пиритной и сульфидной серы. С учетом окислительно-восстановительных свойств Fe и Mn в условиях морских осадков принималось, что валовый Mn, определенный в восстановленных осадках, содержащих Fe(II), является полностью двухвалентным, а содержание Mn(II) в окисленных осадках соответствует разности: Mn_{вал}—Mn(IV).

Для интерпретации полученных результатов целесообразно рассмотреть общие условия осадконакопления в Бенгальском заливе, а также литолого-геохимический облик изученных отложений.

Морфологически Бенгальский залив представляет собой обширную, глубоководную, в целом плоскорельефную абиссальную равнину с небольшим уклоном в южном и западном направлениях. Практически вся плогдадь глубоководных осадков вплоть до первых градусов южной широть находится под влиянием выносов р. Ганг, которые в западной и цент, альной частях залива образуют несколько подводных русел. Направление мощного терригенного стока, а также локализация высокой биологической продуктивности вод в пределах узкой полосы шельфа и крутого континентального склона Индостана создает в западной части залива обстановку осадконакопления, обеспечивающую наиболее интенсивное протекание окислительно-восстановительных диагенетических процессов. В этом районе формируются высокодисперсные осадки, содержащие в поверхностном слое C_{opr} до 2%, Fe_{вал} 5—10% и Mn>1%

¹ Определение Сорг производилось методом сухого сжигания сотрудниками ИОАін под руководством С. В. Люцарева.



Фиг. 1. Схема расположения станций

[6]. В то же время интенсивный внутренний водообмен [11] способствует распределению биогенного и терригенного материала по всей площади залива, что обусловливает достаточно высокие содержания указанных диагенетически активных компонентов в исследованной нами центральной части акватории (Сорг 0,5—1%, Fe_{вал} 3—5%, Mn_{вал} 0,5—1%).

Скорости осадконакопления в Бенгальском заливе постепенно уменьшаются от побережий к центральной части [12]. В северной (ст. 3397, 3398) и западной (3395, 3396) частях они достигают 3—100 мм/1000 лет. В центральной части залива (ст. 3392, 3394) и к югу вдоль Восточно-Индийского хребта они падают до 3—10 мм/1000 лет, повышаясь до 10— 30 мм/1000 лет к западу (ст. 3387, 3390) и востоку (ст. 3388, 3391) от него. Осадки ст. 3386 отвечают минимальным (3—10 мм/1000 лет) скоростям осадконакопления.

Литологически изученные осадки северной части залива представляют собой глинистые илы с многочисленными прослоями и линзами алевритового терригенного материала (кварц, полевые шпаты и др.)². Поверхностные слои осадков отличаются повышенным содержанием карбонатов (ст. 3398). В направлении на юг глинистые илы в западной части залива постепенно переходят в слабокарбонатно-глинистые, а в восточной части — в карбонатно-глинистые пелитовые илы, которые к югу становятся более карбонатными. В северной части Восточно-Индийского хребта располагаются карбонатные осадки с резко пониженным содержанием содержанием терригенно-глинистого материала.

Вертикальное строение осадочной толщи для большинства колонок имеет близкий характер. Под небольшим коричнево-бурым окисленным слоем (*E*_{Pt} плюс 500—600 мВ) мощностью от 5 (для северных станций)

² Литологическое описание осадков приводится по данным отчета геологического огряда экспедиции.

и до 50 см (для южных станций) располагаются однородные серые восстановленные илы ($E_{\rm Pt} \leq 400$ мВ). Минералогическое и рентгенофазовое исследования показали присутствие высокодисперсных фаз полевых шпатов, слюд, кварца, хлоритов и железистых смектитов как в верхней окисленной, так и в восстановленной зонах. Обнаруженное при этом различие в степени окристаллизованности смектитов, которая увеличивается с глубиной захоронения, свидетельствует в пользу аутигенного происхождения этих минералов.

Характер распределения форм железа и марганца (а также Сорг и CaCO₃) по вертикали отложений показан на фиг. 2 на примере станций 3398, 3396, 3393.

Содержания валового железа в осадках изменяются от 3 до 7%, причем более высокие (средние по колонкам) величины отвечают осадкам северных и западных станций, а более низкие — южных, что отражает ослабление влияния источника терригенного стока в южном и восточном направлениях. Эффект «пелагического сдвига» железа (как и марганца), характерный для выноса терригенного материала в открытый океан [14], в данном случае маскируется в результате распределения высокодисперсных фракций взвеси по всей площади залива под действием внутреннего водообмена и может быть отмечен лишь в западной части, непосредственно в направлении основной массы выносов Ганга.

Ниже верхнего окисленного слоя осадков, содержащих 0,5—0,8% реакционноспособного Fe(III), на всю изученную мощность отложений залегают восстановленные илы, обогащенные двухвалентным несульфидным железом (до 1,3%, см. фиг. 2). Содержание железа в форме сульфидов (FeS₂ и FeS) весьма мало и составляет в среднем от 0,001 до 0,02% и лишь в отдельных горизонтах достигает 0,088% (ст. 3398 — гор. 330—340 см; ст. 3397 — гор. 320—330 см; ст. 3396 — гор. 205 — 215 см). Исключением являются осадки ст. 3393, в которых скорости осадконакопления максимальны и количество сульфидного железа значительно (до 0,168%, см. фиг. 2).

Распределение Мп в изученных осадках в большинстве колонок характеризуется наличием резко обогащенных прослоев, расположенных в пределах верхнего окисленного слоя, непосредственно над зоной восстановления железа (см. фиг. 2). Содержание Мп_{вал} в этих прослоях широко варьирует и достигает 2,6%. При этом значительная часть Мп в них находится в восстановленной форме — Mn(II) (до 60%). В толще восстановленных илов количества Mn(II), присутствующего наряду с Fe(II), составляют 0,1—0,2% и весьма равномерно распределены по вертикали отложений.

Характерной особенностью изученных осадков Бенгальского залива является крайне незначительное содержание в них восстановленных форм серы. Учитывая достаточно высокие величины скоростей осадконакопления в рассматриваемом районе (10—100 мм/1000 лет), можно заключить, что сульфатредукция за все время формирования изученной толщи отложений (2-5 м) была развита весьма слабо, несмотря на поступление в осадки органического вещества в количествах, обычно обеспечивающих более высокий уровень развития этого процесса. Средневзвешенные по колонкам величины содержаний остаточного Сорг (исключая верхний окисленный слой) изменяются в пределах 0,32—0,78% при наличии многочисленных повышенных значений, в отдельных горизонтах достигающих более 1%. В других исследованных нами районах Инлийского океана (Аравийское море [3], Сомалийская котловина [7], Мозамбикский пролив [9]) подобный уровень содержаний Сорг соответствовал накоплению в осадках до 0,2% суммы восстановленных форм серы (ΣS_{HS}). В данном случае величины ΣS_{HS} весьма малы и колеблются от 0 до 0,038%. Максимальное количество восстановленной серы обнаружено в осадках ст. 3393 (гор. 155—160 см) и составляет 0,193%. ΣS_{H₂S} в осадках представлена практически полностью серой пирита. Следы сульфидной (кислоторастворимой) серы обнаружены в илах





ст. 3392 и 3398; в отдельных горизонтах (ст. 3393, 3397) содержание ее достигает 0,02—0,05%. Выборочные определения элементной и органической форм серы, производившиеся в пробах с максимальными содержаниями $S_{\pi\pip\pi\tau}$, показали, что количества S⁰ не превышают 0,0001%, а S_{opr} изменяется в пределах от 0,0004 до 0,0014%. Свободный сероводород в осадках не обнаружен.



гальского залива 1 — окисленные осадки; 2—5 — восстановленные осадки с содержанием $\Sigma S_{H_{25}}$, % (2—0—0,001; 3— <0,04; 4—0,04—0,10; 5— >0,1)

Сера пирита, несмотря на малые содержания, прослеживается, как правило, по всей толще восстановленных отложений, а в осадках некоторых станций (3393, 3397, 3398) в следовых количествах обнаружена и в окисленном слое. Последнее неоднократно наблюдалось ранее и объясняется развитием сульфатредукции в локальных анаэробных микрозонах [1]. Общий характер распределения ΣS_{H_2S} в осадках залива в направлении меридионального профиля (фиг. 3) отвечает (хотя и в слабой форме) основным ранее описанным закономерностям: увеличению ΣS_{H_2S} от поверхности в глубь осадка, уменьшению ΣS_{H_2S} с удалением от берега и нарастанию в этом направлении мощности верхнего окислительного слоя осадка.

Полученный материал свидетельствует о весьма своеобразном характере протекания восстановительных диагенетических процессов в исследованных осадках, который заключается в том, что при значительном поступлении в них органического вещества наблюдается широкое развитие процессов восстановления соединений Fe(III) и Mn(IV) (см. фиг. 2), в то время как бактериальная сульфатредукция проявляется в крайне ограниченных масштабах.

Как правило, невысокий уровень развития сульфатредукции связан с недостатком микробиологически усвояемого ОВ и характерен для переходных гемипелагических осадков, удаленных от биопродуктивных районов. Незначительное поступление, а также потеря наиболее реакционноспособной (легкоокисляемой и растворимой) части ОВ при длительной транспортировке и пребывании в окислительных (O_2) условиях приводит к ослаблению всех редукционных процессов, в том числе восстановления Fe(III) и Mn(IV). В таких случаях указанные процессы локализуются в микроочагах, образуют отдельные пятна, линзы, примазки, распределенные в толще окисленных илов. Они содержат следы сульфидной минерализации, а также весьма небольшие количества несульфидного Fe(II). Пример развития восстановительных процессов в осадках Бенгальского залива свидетельствует о том, что бактериальная сульфатредукция может быть также ограничена в присутствии значительных количеств ОВ, обладающего высокой реакционной способностью в отношении Fe(III), в строго анаэробных условиях и при наличии достаточного количества (0,073-0,120%) серы сульфатов в иловых водах. Это означает, что такие функциональные свойства захороненного OB, как восстановительная активность по отношению к Fe(III) и усвояемость анаэробными сульфатредуцирующими микроорганизмами, соответствуют различным стадиям его окислительного разложения в осадках. Несмотря на различную природу, эти процессы практически всегда протекают параллельно и в сопоставимых масштабах, так как благодаря неоднородности химического состава и состояния ОВ (детритное, сорбированное, растворенное) и соответственно различной глубине предшествующей аэробной обработки в возникающих в осадке анаэробных микрообластях накапливаются продукты, обеспечивающие оба указанных восстановительных процесса. Поэтому причину столь резкого преимущества восстановления железа перед сульфатредукцией в изученных осадках следует искать в факторах, контролирующих накопление различных продуктов окисления и деструкции ОВ. Общим и обязательным условием протекания указанных восстановительных процессов является создание анаэробной обстановки в осадке, что главным образом зависит от величины диффузионного потока растворенного кислорода из наддонной воды в осадок и интенсивности его расхода в реакциях окисления OB.

Образование и накопление несульфидного реакционноспособного Fe(II) является одним из основных процессов восстановительного диагенеза морских осадков. Оно происходит, как отчетливо видно на фиг. 2, в результате преобразования двух различных железосодержащих фаз осадка. Первая представляет собой главным образом аморфные и слабоокристаллизованные гидратированные окислы Fe(III), извлекаемые 3,5 н. раствором H₂SO, в ходе анализа, т. е. реакционноспособное Fe(III). Другим источником двухвалентного железа являются окристаллизованные (в основном глинистые) минералы, содержащие как Fe(III), так и Fe(II), а также, видимо, глубоко дегидратированные кристаллические окисные формы Fe(III): FeOOH, Fe₂O₃, Fe₃O₄— обломочное или нереакционноспособное железо. Характерно, что обломочное железо, будучи устойчивым к действию такого агрессивного химического реагента, как 3,5 н. раствор H₂SO₄, легко разрушается в ходе диагенеза с восстановлением входящего в его состав Fe(III). При этом в изученных осадках доля Fe(II), образовавшаяся за счет обломочных минералов, близка, а часто и превышает количество Fe(II), накопившееся в результате восстановления реакционноспособного железа (III) (см. фиг. 2).

В нейтральных и слабощелочных средах в присутствии кислорода благодаря чрезвычайно высокой склонности иона Fe^{s+} к гидролизу и малой растворимости гидроокисной формы окислительно-восстанови-

тельное равновесие Fe(II) ≠Fe(III) практически до конца сдвинуто в сторону образования окисленных форм. Поэтому восстановление Fe(III), связанного в твердой фазе гидроокиси, требует весьма сильного восстановителя, обладающего хорошо выраженными кислотными свойствами (типа H₂S) и не может быть осуществлено органическими соединениями, возникающими в процессе разложения ОВ осадка. То же относится и к Fe(III), заключенному в кристаллических решетках обломочных минералов. Однако известно, что свободные ионы Fe³⁺ в строго бескислородных условиях легко подвергаются восстановлению до Fe²⁺, о чем свидетельствует положительная и значительная величина потенциала ионизации Fe²⁺, равная +0,77 В. Таким образом, восстановление Fe(III) в диагенезе морских осадков становится возможным в строго анаэробной обстановке, обеспечивающей устойчивость различных форм Fe(II), и происходит, по всей видимости, в результате взаимодействия органических соединений кислого характера с Fe(III), находящимся в растворе в равновесии с твердыми фазами гидроокисных и других форм. Растворенное Fe(III) представляет собой весьма сложную систему в различной степени полимеризованных гидроксо-аква-комплексов, среди которых наименее гидролизованные формы (Fe³⁺, Fe(OH)²⁺, Fe(OH)₂⁺) подвергаются более эффективному восстановительному действию органических соединений. Кроме того, высокая склонность Fe(III), а также Fe(II) к комплексообразованию с органическими лигандами, по-видимому, существенно облегчает восстановительный процесс. В целом анаэробные условия в присутствии реакционноспособного (в отношении Fe(III)) ОВ обеспечивают смещение равновесия в иловой воде в сторону восстановления Fe(III), протекающего по мере перехода ионов железа в раствор. Последнее подтверждается тем обстоятельством, что в процесс восстановления вовлекается в соизмеримых количествах железо реакционноспособных и обломочных минеральных форм (см. фиг. 2), твердые фазы которых резко различаются по своим химическим свойствам (например, отношением к 3,5 н. раствору H₂SO₄), а величины растворимости в достаточной степени близки. Смещению указанного равновесия способствует не только образование подвижных комплексных соединений Fe(II), но и его хемосорбционная фиксация твердыми фазами осадка и дальнейшее участие в формировании структур аутигенных диагенетических минералов.

В зоне восстановления железа в осадках, как правило, наблюдается некоторое повышение величины pH (см. фиг. 2), что, по-видимому, следует рассматривать как результат освобождения гидроксильных ионов в раствор при восстановлении гидроокисных форм реакционноспособного Fe(III). Необходимо отметить также, что количественное распределение восстановленного железа по вертикали отложений не зависит от характера распределения остаточного Соорг. Это можно объяснить сравнительно небольшим расходом ОВ как целого в процессе восстановления железа, поскольку передача сложной органической молекулой, обладающей высокими электронно-донорными свойствами, одного электрона иону Fe³⁺ сопровождается лишь незначительной перестройкой электронной плотности этой молекулы с появлением новых концевых окисленных групп (C=O, COH, COOH). В целом это несущественно повышает степень окисленности органического соединения. Для сравнения можно указать, что глубина окисления органических молекул в сульфатредукционном процессе (передача восьми электронов одному иону сульфата) обуславливает практически полное их окисление до СО₂, что и отражается в виде корреляции $\Sigma S_{H,s}$ с содержанием остаточного C_{opp} . Столь высокая окислительно-восстановительная емкость процесса, а также прочность иона сульфата объясняют необходимость для осуществления сульфатредукции либо высоких температур и давлений (абиогенный процесс), либо ферментного катализа (микробиологический процесс).

Подобно соединениям Fe(III) двуокись марганца также не требует значительного расхода ОВ в процессе окислительно-восстановительного взаимодействия.

Соединения марганца наиболее активны в отношении диагенетических преобразований в осадке. Хорошо выраженные окислительные свойства основной формы марганца, поступающей в осадки в ходе седиментации,— гидратированной двуокиси MnO₂ · nH₂O, близкие к окислительным свойствам растворенного молекулярного кислорода, обуславливают ее высокую реакционную способность в отношении ОВ. Полученные данные убедительно свидетельствуют о том, что частичное окисление ОВ двуокисью Мп происходит уже на поверхности осадка и в верхних горизонтах окисленного ила. В результате существенное количество Мп переходит в восстановленную форму Mn(II) (см. фиг. 2). Высокая величина pH осаждения гидроокиси Mn(II), равная 8,5-8,8, при отсутствии условий для образования труднорастворимых соединений (MnCO₃, MnSiO₃, MnS), обеспечивает подвижность ионов Mn²⁺ и возможность его миграции в иловой воде осадка. В результате основная часть Mn(II) поступает в наддонную воду, а часть диффундирует в ближайшие подповерхностные горизонты отложений и постепенно окисляется проникающим в том же направлении растворенным кислородом.

О возможности сосуществования окисленной (O_2) и восстановленной (Mn^{2+}) форм этих элементов свидетельствует близость величин стандартных окислительных потенциалов электродных процессов: $MnO_2 \rightarrow Mn^{2+} \rightarrow +1,23B$; $O_2 \rightarrow H_2O - +1,229B$ [15]. С другой стороны, это говорит о высокой чувствительности данной системы к влиянию концентрационного фактора и сорбционно-каталитическому действию активных поверхностей твердых фаз осадка (прежде всего MnO_2). Поэтому окисление Mn(II) кислородом происходит преимущественно в зонах его накопления, как в сорбированной, так и в химически связанной форме.

На распределение Mn по вертикали отложений оказывает большое влияние присутствие подвижного несульфидного Fe(III). Более низкий

потенциал окисления Fe(II) по сравнению с Mn(II) делает двухвалентное железо активным восстановителем по отношению к двуокиси марганца. Поэтому существование MnO₂ в зоне восстановления железа оказывается невозможным и Mn в ней находится полностью в подвижной двухвалентной форме. Это обуславливает его миграцию главным образом в сторону верхнего окисленного слоя, где он также окисляется кислородом и фиксируется в осадке в форме MnO₂.

Непрерывное накопление Mn(II) и окисление его до MnO₂ создает в пределах верхнего окисленного слоя осадка горизонты сравнительно небольшой (1—10 см) мощности, резко обогащенные марганцем — так называемые диагенетические максимумы, способные в процессе осадконакопления и развития восстановительного диагенеза перемещаться вверх по вертикали отложений, локализуясь непосредственно над зоной, содержащей Fe(II). Существование двух источников миграции двухвалентного марганца (со стороны поверхности осадка и из зоны. восстановления железа) хорошо иллюстрируется на примере осадков. практически всех станций Бенгальского залива. Нижняя часть слоя, обогащенного марганцем, обычно содержит значительное количество-Мп (II). В то же время и марганец поверхностного слоя и слоя обогащения также в существенной мере восстановлен (см. фиг. 2). Кроме того, верхний окисленный слой осадка (E_{pt} плюс 500—600 мВ) может содержать два и более прослоев, обогащенных Мп с различной степенью восстановленности (см. фиг. 2, ст. 3393).

Горизонты, обогащенные Мп, могут быть захоронены в случае, например, резкого увеличения скорости осадконакопления, а также ослабления или прекращения восстановительных процессов в нижележащем слое. Довольно часто в морских осадках (в отличие от изученных) диагенетические «максимумы» Мп подстилаются слоями с повышенными. содержаниями реакционноспособного гидроокисного Fe(III). Иногда зоны обогащения железом и марганцем перекрываются и даже совпадают. Механизм формирования диагенетических «максимумов» Fe(III), связан, очевидно, с миграцией подвижного Fe(II) в верхние слои отложений и его окислением растворенным кислородом, а также двуокисью марганца. Однако в том случае, если продуктивность диагенетического восстановления железа достаточно велика, а кроме того, смена аэробных условий на строго анаэробные имеет резкий характер и локализуется в пределах марганцевого слоя, то реакционноспособное Fe(III), образующееся при взаимодействии Fe²⁺ с MnO₂ на границе аэробной и анаэробной зон, вновь быстро вовлекается в восстановительный процесс, не успевая накапливаться в заметных количествах. При этом кислород практически не принимает участия в окислении Fe(II). Такие условия, по-видимому, и реализуются в исследованных осадках, и именно они определяют возможность концентрирования Мп и вертикального перемещения марганцевого слоя

 $MnO_2 \xrightarrow{Fe^{2+}} Mn(II) \xrightarrow{O_2} MnO_2.$

Диагенетическое формирование железистых прослоев отвечает непрерывному диффузионному поступлению Fe(II) и его окислению с интенсивностью, превышающей интенсивность восстановления Fe(III). Очевидно, необходимым условием этого процесса является избыток окислителя, т. е. либо непрерывное диффузионное проникновение кислорода в нижнюю часть марганцевого прослоя, либо накопление значительного количества MnO_2 . Первое условие выполняется, например, при уменьшении скорости осадконакопления и (или) уменьшении поступления органического вещества. В результате сокращения пути диффузии O_2 (сближения поверхности осадка с границей восстановленных отложений) или уменьшения расхода O_2 на окисление OB и Mn(II) в пределах аэробной зоны кислород начинает принимать активное участие в окислении Fe(II). Это вызывает усиление потока Fe(II) в зону окисления и отложение гидроокисных форм Fe(III). Подтверждением сказанного является то, что при наличии в осадке диагенетически обогащенного железом прослоя практически весь Мп в марганцевом «максимуме», как правило, окислен.

Используя изложенные представления об условиях и механизмах основных восстановительных диагенетических процессов, можно дать объяснение особенностям их реализации в изученных осадках Бенгальского залива. Эти особенности заключаются, как было указано выше, в интенсивном восстановлении соединений Fe(III) и Mn(IV) при весьма низком уровне развития сульфатредукции, несмотря на значительные содержания валового OB. Наблюдаемое соотношение процессов свидетельствует о предварительном и не связанном с сульфатредукцией протекании восстановления Fe(III). Это отражает физико-химически обоснованное теоретическое положение о последовательности диагенетических преобразований в соответствии с величинами стандартных окислительных потенциалов электродных реакций [15]:

$$MnO_2 \rightarrow Mn^{2+} - + 1,23$$
 B,
Fe³⁺ → Fe²⁺ - + 0,771 B, SO₄²⁻ → H,S - + 0,303 B

Приведенные величины потенциалов предполагают, что при достаточном количестве OB восстановление сульфатов и накопление $\Sigma S_{H,S}$ должно начинаться позже восстановления Fe(III), однако в данном случае сульфатредукция вообще не получает должного развития. Последнее означает, что захороненное OB, осуществляющее восстановление Fe(III), а также образующееся в этом процессе, в основной массе недоступно сульфатредуцирующим микроорганизмам.

Как известно, наиболее легко усвояемые ими вещества представляют собой растворимые и сравнительно низкомолекулярные соединения [5] (спирты, углеводы, ацетат и т. д.), образование которых в осадке происходит в результате аэробного химического и микробиологического окисления исходного ОВ. Очевидно, что отсутствие этих продуктов, т. е. недостаточная предварительная окислительная аэробная обработка OB, ограничивает сульфатредукционный процесс при наличии всех остальных необходимых для его развития условий.

Таким образом, соотношение редукционных процессов, характерное для изученных осадков, может возникать в том случае, если создание строго анаэробной обстановки существенно опережает стадию накопления указанных органических соединений. Отсутствие кислорода и соответственно аэробного окисления ОВ, обычно предшествующего и обеспечивающего сульфатредукцию, значительно изменяет направление диагенетического преобразования осадка. Анаэробная переработка ОВ выражается при этом преимущественно в гидролитическом расщеплении и выделении в раствор соединений, обладающих восстановительными и комплексообразующими свойствами, что создает условия для восстановления Fe(III). Определяющую роль в формировании такой обстановки могут играть окислительно-восстановительные процессы в системе: OB—O₂—Mn.

Поскольку двуокись Mn способна окислять OB в аэробных условиях, наряду с растворенным кислородом в осадке образуется подвижная восстановленная форма Mn(II). Описанные выше окислительно-восстановительные свойства железа и марганца обуславливают миграцию Mn(II) в иловой воде как анаэробной, так и аэробной зоны отложений и формирование прослоев, обогащенных марганцем. Накопление в таких прослоях значительных количеств Mn(II) в результате его хемосорбционного взаимодействия с активной MnO₂ создает определенной емкости барьер для проникновения кислорода в расположенные ниже слои осадка. Захороненное в них OB испытывает в дальнейшем анаэробный гидролитический распад, способствующий восстановлению Fe(III) и препятствующий накоплению необходимых для развития сульфатредукции окисленных органических продуктов. Очевидно, что реализация подобных условий может иметь место при совместном поступлении в осадки

в ходе седиментации существенных и сравнимых количеств реакционноспособного ОВ и двуокиси марганца. Это в полной мере отвечает изученным осадкам Бенгальского залива, в поверхностном слое которых содержится в среднем Сорг до 1% и Мп до 1%. Для сравнения можно указать, что, как правило, в осадках с близкими содержаниями Сорг и развитой сульфатредукцией количества Мп не превышают 0,07% [4]. Последнее связано обычно с выносом большей части Мп речного стока в открытый океан через зону повышенной биопродуктивности. В данном случае морфометрия и гидрологический режим акватории способствуют совместному отложению указанных диагенетически активных компонентов. Таким образом, на примере изученных осадков отчетливо прослеживается связь условий осадконакопления с особенностями раннего диагенеза.

В заключение следует отметить, что результаты изучения осадков Бенгальского залива весьма информативны для познания диагенеза в целом и убедительно показывают взаимосвязь и взаимообусловленность окислительно-восстановительных процессов с участием Fe, Mn и S. Интерпретация полученных данных с учетом взаимодействия растворенного кислорода с восстановленными формами элементов, использованная нами ранее при рассмотрении восстановленных форм серы [8---10], в данном случае также весьма перспективна и удовлетворительно описывает весь комплекс основных диагенетических процессов.

Литература

- 1. Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Фомина Л. С. Соединения серы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана.- В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976, с. 136-170.
- 2. Волков И. И., Жабина Н. Н. Методы определения различных соединений серы в морских осадках. В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, c. 5–27.
- 3. Волков И. И., Жабина Н. Н., Соколов В. С. и др. Соединения серы в осадках аравийской части Индийского океана.— Геохимия, 1979, № 10, с. 1569—1590.
- 4. Волков И. И. Баланс марганца в океанском осадочном цикле. -- Литология и по-
- лезн. ископаемые, 1981, № 3, с. 25—34. 5. Горленко В. М., Дубинина Г. А., Кузнецов С. И. Экология водных микрсорганиз-мов. М.: Наука, 1977. 287 с.

- мов. м.: Паука, 1977. 207 с.
 6. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975. 151 с.
 7. Жабина Н. Н., Демидова Т. П., Морозов А. А. Соединения серы в Сомалийской котловине Индийского океана. Геохимия, 1979, № 12, с. 1868—1882.
 8. Морозов А. А., Розанов А. Г. О формах серы и железа в осадках шельфа юго-за-падной части Каспийского моря. Литология и полез. ископаемые, 1984, № 2, 1984. c. 62-74.
- 9. Морозов А. А., Розанов А. Г. Восстановленная сера в донных осадках юго-западной части Мозамбикского пролива.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 3, c. 20-36.
- 10. Морозов А. А., Розанов А. Г. О формах восстановленной серы в осадках Марокканской и Иберийской котловин Атлантического океана. — Литология и полез. ис-
- копаемые, 1984, № 4, с. 33—43. 11. Нейман В. Г. Новые карты течений Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 4, с. 948—952. 12. Свальнов В. Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского
- океана. М.: Наука, 1983. 141 с.
- 13. Соколов В. С. Определение реакционноспособных форм железа и марганца в морских осадках. — В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, c. 28-41.
- 14. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1975. 142 c.
- 15. Свойства неорганических соединений: Справочник. Л.: Химия, 1983. 392 с.

Институт океанологии АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 10.X.1984 УДК 553.3:550.4(268.4)

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ГОРЛА БЕЛОГО МОРЯ

ШТЕРЕНБЕРГ Л. Е., ЛАВРУШИН Ю. А., ГОЛУБЕВ Ю. К., СИВЦОВ А. В., СПИРИДОНОВ М. А., РЫБАЛКО А. Е.

Комплексом методов изучены Fe—Mn-конкреции, расположенные в самых верхних частях современных грубозернистых песков Горла Белого моря. Показано, что они находятся здесь во вторичном залегании.

Материал и методы его изучения. Материалом для изучения послужили образцы осадков и Fe—Mn-стяжений, поднятых на борт гидрографического судна «В. Альбанов». Расположение станций, на которых производился отбор проб донных осадков и Fe-Мп-конкреций с помощью дночерпателя «Океан», показано на фиг. 1. Предварительное макроскопическое описание осадков конкреший и корок выполнялось на борту судна; в дальнейшем Fe—Мп-стяжения и осадки изучались в стационарных условиях. Осадки после воздушного высушивания рассеивались на ситах. Фракция 0,1—0,25 мм с помощью тяжелой жидкости (бромоформ) разделялась на тяжелую и легкую подфракции, которые изучались в иммерсионных препаратах под микроскопом. Фракция менее 0,001 мм выделялась водным отмучиванием из сборных проб песков северной и южной частей Горла, после тщательного и длительного растирания их резиновой пробкой. Глинистые минералы фракции <0,001 мм устанавливались с помощью дифрактометра (УРС-2). Примерное соотношение минералов в этой фракции оценивалось способом, предложенным Р. Бискае [8]. Часть осадков, в особенности подстилающих и вмещающих Fe — Мп-конкреции, анализировалась методами микрой химии и атомно-эмиссионным спектроанализатором (Ji-48). Определение Ni, Cr, Cu, V, Pb, Mg и Со проводилось количественным спектральным методом. Fe—Mn-конкреции изучались комплексом методов, включающих макро- и микроскопию, рентгеновский (дифрактометрия, дебаевская камера), термический, химический и ряд других видов анализов. Для диагностики рудных минералов марганца и железа, участвующих в сложении Fe—Мп-конкреций, привлекалась также аналитическая просвечивающая электронная микроскопия (микроскоп JEM-100С, со встроенным гониометром и микрозондовой приставкой Кевекс-5100).

Обстановка современного осадконакопления в Горле Белого моря. Горло Белого моря, как известно, характеризуется чрезвычайно интенсивной гидродинамической активностью, большими скоростями приливно-отливных течений, одним из проявлений которой являются мигрирующие песчаные гряды [4]. В то же время по имеющимся материалам в Горле Белого моря установлена серия тектонических разломов, имеющих простирание с юго-запада на северо-восток, определяющих в целом морфологию этого участка моря [5]. Наконец, для рассматриваемого уча-





1-3 — станции, где обнаружены желсзомарганцевые конкреции (1 — К. М. Дерюгиным [2], 2 — Т. И. Горшковой [1], 3 — авторами; в числителе или слева номер станции, в знаменателе — глубина, м); 4 — конкреции шаровидной формы; 5 — лепешковидные конкреции; 6 — конкреции формы усеченного конуса; 7 — корковые нарастания на гальке и ракушках; 8 — микроконкреции; 9 — услочная граница зоны распространения железомарганцевых конкреций в Горле Белого моря; 10 — станции пробоотбора авторов; 11 — направления течений в Горле Белого моря

67

стка свойственно наличие различного типа вод. Вдоль восточного берега Горла устанавливаются опресненные воды, несущие органо-минеральные соединения, выносимые Северной Двиной, в то время как вдоль западного берега идет поступление баренцевоморских вод. Рельеф Горла Белого моря характеризуется наличием замкнутых узких котловин, вытянутых вдоль его оси и достигающих иногда глубин 140 м. В плане эти котловины располагаются нередко кулисообразно. Повышения дна между котловинами с поверхности обычно покрыты лентами мигрирующих грядовых, хорошо промытых песков, нередко галькой с обломками раковин морских моллюсков. Иногда между полосами песков встречаются участки дна, выстланные валунно-галечным материалом. Вблизи берегов достаточно четко фиксируются два-три уровня подводных террас.

В целом на большей части Горла четко выделяется несколько достаточно мощных четвертичных толщ, лежащих на вендских отложениях.

Обнаруженные нами Fe—Мп-конкреции приурочены к верхней части толщи четвертичных отложений — к перемываемым грядовым пескам. Судя по тому, что внутри конкреций также преобладает крупноалевритовый и песчаный материал, можно считать, что образование конкреций было первоначально приурочено к толще алевропесчаных осадков. Вместе с тем, поскольку в настоящее время обстановка в Горле характеризуется чрезвычайно активной гидродинамикой, естественно думать, что все обнаруженные нами конкреции находятся во вторичном залегании по отношению к направленности современных процессов осадконакопления. Более того, намеченная схематичная пространственная зона распространения конкреций (см. фиг. 1) в большей степени отражает, по-видимому, не столько их действительное положение по площади, сколько различные уровни среза верхней песчаной толщи. При таком подходе можно полагать, что максимальные по величине конкреции приурочены к основанию песчаной толщи, которая в наибольшей степени вскрыта в южной части Горла.

В отношении возраста толщи перемываемых песков в настоящее время можно высказать лишь предварительные соображения. По имеющимся материалам, южнее Горла (в центральной впадине Белого моря) подобные образования отсутствуют. Они имеются севернее — в Воронке Белого моря. Изучение разрезов побережья п-ова Канина, прилегающего ь Воронке, показало, что распространенная здесь мощная толща песчаных морских отложений лежит под мореной одного из последних ледниковых покровов, двигавшихся с Кольского полуострова. На основании этого в первом приближении мы полагаем, что конкрециеносная толща песков имеет осташковский или микулинский возраст, хотя не исключается, судя по разрезам буровых скважин Зимнего Берега, ее несколько более низкое стратиграфическое положение. Для нас важно подчеркнуть, что с современной активной гидродинамикой связана чрезвычайно серьезная перестройка песчаных лент, осложненных грядовым рельефом.

Морфологические типы конкреций и их состав. Как отмечалось, пространственно конкреции тяготеют к Зимнему Берегу, хотя размещение их в намеченной зоне спорадическое. Они встречаются только на отдельных участках и приурочены к пескам различной зернистости.

Наибольшее число конкреций и наиболее крупные из них обнаружены в южной части Горла, в зоне распространения слабоилистых мелкозернистых песков. Среди Fe—Мп-конкреций были обнаружены следующие морфологические типы: шаровидные, лепешковидные, усеченного конуса, а также микроконкреции размером 1—5 мм.

Наиболее детальному изучению были подвергнуты некоторые из описанных конкреций. Так, в шаровидных черных конкрециях (ст. 307), имеющих диаметр до 2 см, под микроскопом в проходящем и отраженном свете было выявлено, что центральная часть сложена овалоподобными гравийными зернами слюдистых сланцев, вокруг которых в виде концентрических зон располагаются марганцовистые и железистые прослойки. Марганцовистые прослойки в центральной части значительно превосходят по толщине прослойки, представленные гидроокислами железа. Периферическая часть конкреций (в отличие от центральной) представлена в основном гидроокислами железа, цементирующих песок. Среди марганцовистых прослойков, господствующих в центральной части конкреций, под микроскопом, в отраженном свете обнаружены выделения тодорокита.

Микродифракция центральной части конкреции шаровидной формы позволила несколько уточнить состав слагающих конкрецию марганцевых минералов. Здесь устанавливаются не только тодорокит, но и бернессит и вернадит. Данные электронной просвечивающей микроскопии указали на присутствие в этой части шаровидной конкреции (ст. 307) тодорокита, бернессита, ферриксигита, вернадита и гётита (фиг. 2). Материалы рентгеноструктурных исследований также не противоречат этим выводам (фиг. 3).

Судя по характеру окристаллизованности тодорокита и бернессита чрезвычайно пониженных содержаний фосфора и малых элементов (табл. 1, 2), а также фациальных особенностей вмещающих осадков, начальный этап образования конкреций мог быть связан с подтоком низкотемпературных гидротермальных растворов в прибрежной опресненной части морского бассейна.

Шаровидные конкреции, поднятые на станциях 367 и 373, вероятнее всего, в своей центральной части содержат значительные количества гидроокислов марганца (см. табл. 1). Единично поднятые конкреции на указанных выше станциях не позволили провести детальный их анализ.

Лепешковидные, или как принято говорить, тарельчатые или блюдцеобразные конкреции, представляют собой уплощенной формы округлые Fe—Mn-образования, достигающие 10 см в диаметре при высоте до 1 см. Верхняя сторона этих конкреций обычно несколько выпукла и несет на себе ряд небольших по высоте бугорков. На нижней стороне, построенной, как правило, более сложно, по периферии наблюдаются бугорчатый ободок и ряд концентрически расположенных выступов и впадин. На нижней стороне наиболее выражено углубление, имеющее несколько сглаженную неправильную форму, достигающую иногда глубины 0,4 см.

В срезе подобные конкреции характеризуются сложным строением, фиксирующим несколько этапов их роста. В нижней части среза, как правило, наблюдаются почти горизонтально лежащие ржаво-бурые слойки и линзочки, представленные в основном рентгеноаморфными гидроокислами железа. К этим существенно железистым прослойкам, имеющим в общем небольшую толщину, примыкают почти под прямым углом слойки гидроокислов марганца и железа, изогнутые таким образом, что выпуклая часть их обращена к внешней части конкреций. В центральной части лепешковидных конкреций Горла отмечаются окатанные обломки кислых пород, слюдистых сланцев и др. Вокруг них зонально располагаются слойки, сложенные окисно-гидроокисными соединениями марганца и железа. Первые часто преобладают или являются соизмеримыми со слойками гидроокислов железа (см. табл. 1, ст. 363). По результатам микродифракции (см. фиг. 2), в центральной части лепешковидных конкреций, так же как и в шаровидных, находятся тодорокит и бернессит. Фракция менее 0,001 мм, полученная после удаления окисных соединений марганца и железа (фиг. 4), представлена в основном гидрослюдой, преобладающей над хлоритом + каолинитом и монтмориллонитом.

Химический анализ центральной части лепешковидных конкреций и их краевых частей показал, однако, что преобладание марганца и его окисно-гидроокисных соединений вблизи ядра не всегда выявляется (см. табл. 1, ст. 360). Вероятно, при опробовании была захвачена значительно большая часть центра конкреции, чем непосредственно примыкающая к срезу, которая обычно обогащена в большей степени марганцем. В работе [7] для лепешковидных конкреций ряда озер и морей были установлены различные соотношения между Мп и Fe в разных частях уплощенных, мелководных, образований. В нижних частях благодаря локаль-



Фиг. 2. Электронно-микроскопические снимки и электронограммы a, δ — тодорокита, s, c — бернессита, d, \mathcal{H} — гётита, e, s — вернадита, увел.: 40000 (δ), 47000 (e), 50000 (\mathcal{H}), 45000 (s)

Таблица Ì

Химический состав железомарганцевых стяжений Белого моря, %

Номер станции	Тип стяжений	Анализируемая часть стяжений	Mn	Fe	Р	Corp	co,	Mn/Fe	Источник
3 3 17 23 32 57 422 408	Уплощенные Шаровидные Овальные » Лепешковидные Уплощенные неправильные Шаровидные скорлуповатые Ободки на камнях Лепешковидные Сборная проба конкреций Белого моря	Общий анализ » » » » » » » » » » » » » » »	18,4 20,3 18,8 2,26 4,69 4,0 9,4 11,5 7,67 1,06	6,0 5,9 5,1 12,3 14,1 9,9 17,6 15,91 16,9	0,51 0,44 0,42 0,19 0,35 0,56 He onp. * 1,69 He onp.	Не опр. » » » » 0,17 Не опр.	Не опр. » » » » » » » » » » » » »	3,06 3,62 3,68 0,18 0,08 0,28 0,95 0,65 0,48 0,06	<pre>[2] [2] [1] [6]</pre>
360	Лепешковидные	Край Центр Низ Общий анализ	7,15 5,62 7,74 8,65	13,1 15,6 14,45 14,61	0,64 1,20 0,93 0,53	» » Нет	» » 4,40	0,57 0,36 0,64 0,59	Материалы авторов
363	>	Край Центр Низ Общий анализ	10,16 11,8 5,29 7,81	15,4 11,9 18,36 14,23	0,54 0,35 1,72 1,05	Не опр. » 0,33	Не опр. » 2,80	0,66 0,99 0,29 0,55	То же
253	Усеченный конус	Край Центр Общий анализ	3,0 11,03 13,14	25,2 18,2 17,40	1,58 0,77 0,92	Не опр. » 0,14	Не опр. » 3,20	0,12 0,60 0,75	*
307	Шаровидные	Край Центр	7,50 15,09	14,1 6,03	0,76 0,07	Не опр. »	Не опр. »	0,53 2,50	>
367 373	»	Общий анализ »	6,62 5,04	10,32 4,71	0,61 0,11	Нет »	1,60 0,80	0,64 1,01	
248 257 248 248	Микроконкреции	Общий анализ » » »	3,69 0,02 1,55 9,57	6,96 6,52 11,56 4,24	0,29 0,15 0,43 0,28	» » »	2,50 2,00 0,80 2,35	0,53 0,003 0,13 0,44	*
Таблица 2

Содержание микроэлементов в различных частях Fe-Mn-конкреций, 10-4, %

Форма конк реций	Место отбора пробы в конк- рециях	Cr	NI	v	Cu	Co	Pb	Мо
Усеченного конуса	Край Середина Центр	29 37 36	75 73 61	182 195 170	24 24 22	115 140 142	9 8 8	53 55 44
Лепешковид- ные	Край Середина Центр	30 26 32	52 50 69	151 140 177	21 19 22	105 105 122	8 8 10	78 75 74
	Край Середина Центр	27 30 33	45 55 67	160 162 153	21 21 24	107 115 117	8 9 9	79 82 79

но проявляющимся процессом сульфатредукции и восстановления марганца значения Mn/Fe были всегда понижены по сравнению с боковой стороной. Аналогичная картина наблюдается и при химическом анализе лепешковидных конкреций Горла (см. табл. 1, ст. 363). Вместе с тем, как отмечалось выше, подобные соотношения между марганцем и железом в разных частях конкреций выдерживаются не всегда (см. табл. 1, ст. 360). Вероятнее всего, это связано с перемывом, переотложением и ча-



Фиг. 3. Дифрактограммы центральных частей разных типов железомарганцевых конкреций Горла Белого моря Форма: а — шаровидная, б — лепешковидная, в — усеченного конуса

стичным уничтожением при этом родоначальных краевых частей конкреций.

Наиболее показательная, на наш взгляд, вторичная форма конкреций прослеживается на примере стяжений, по внешнему виду напоминающих усеченный конус. Диаметр их основания составляет 2—3 см, верхней части —1—2, высота достигает 2 см. Поверхность этих стяжений обычно сглаженная. В верхней и нижней частях конкреций имеются небольшие углубления. В разрезе как этих, так и лепешковидных конкреций имеются нередко округлые или гнездообразные включения несцементированного светло-серого кварц-полевошпатового песка, резко отличного по цвету от основной массы конкреций. Концентры на контакте с этими включениями резко прерываются. Появление включений несцементированного материала скорее всего связано с жизнедеятельностью камнеточцев, которые поселялись на псверхности конкреций в разные



Фиг. 4. Типичная дифрактограмма фракции <0,001 мм железомарганцевых конкреций после удаления гидроокисных соединений Fe и Mn и насыщения 1 н. раствором MgCl₂ Образец: а — природный; б — насыщенный глицерином; в — прогретый при T 550° С

Ооразец: а — природныя; о — насыщенный глицерином; в — прогретый при 1 550 С

Фиг. 5. Дифрактограммы фракции <0,001 мм осадков Горла Белого моря

I — западная часть; II, III — восточная часть; образец: а — природный, б — насыщенный глицерином; в — прогретый при T 550° С

этапы их роста. Кроме того, в верхних и нижних частях конкреций концентры обычно прерываются, что можно связать с перемывом и переотложением.

В центральной части рассматриваемых конкреций обычно имеются обломки слюдистых сланцев или мелкие окатанные фрагменты марганцеворудных образований. Химические анализы (см. табл. 1, ст. 253) подтверждают, что в центре конкреций окислы и гидроокислы марганца находятся в большем количестве, чем в краевой части.

Изучение глинистых минералов, выделенных из этих конкреций (см. фиг. 4), свидетельствует о том, что гидрослюда в этих стяжениях является преобладающим минералом над хлоритом и каолинитом при крайне низком содержании монтмориллонита.

Средние содержания Fe, Mn, P и C_{орг} в поверхностных осадках Горла, %

		Западная	астъ			Восточ	ная часть	
Пески	Fe	Mn	P	Copr	Fe	Mn	P	Copr
Крупнозернистые Среднезернистые Мелкозернистые	1,41 1,8 H	0,08 0,1 е анализи	Нет ровалис	Нет	2,7 1,9 2,04	0,03 0,02 0,06	0,04 0,03 0,04	Her » »

Определение Сорг показало наличие органического углерода только в составе крупных конкреций лепешковьдной и формы усеченного конуса. В микроконкрециях и в конкрециях шаровидной формы органический углерод отсутствует (см. табл. 1).

Определение микроэлементов показало в целом, за исключением цинка и кобальта, их незначительную концентрацию в конкрециях (см. табл. 2). В процессе изучения материала был проведен химический анализ поверхностного слоя песков (табл. 3). Определены Fe, Mn, P, C_{opr} , а также рассчитано *Md* песков. Из анализа полученных материалов видно, что наиболее высокие содержания перечисленных выше элементов характерны для мелкозернистых песков. При этом в местах повышенного содержания железа понижено содержание марганца и наоборот.

Как видно из данных табл. 3, в западной и восточной частях осадков Горла содержание марганца несколько различается. Это связано с тем, что в западной части Горла анализируємые пробы были взяты на подводных террасах сравнительно близко от берега. По существу эти различия связаны с выносом марганца из болот и многочисленных рек Кольского побережья. В результате в поднятых донных пробах на раковинах и гальках нередко наблюдался тонкий налет марганца. Аналогичного типа марганцовистые налеты в виде плоских пятен черного цвета имеются в углублениях на поверхности песчаных зерен, что обусловлено избирательным осаждением марганца и последующим его окислением с помощью микроорганизмов. Но важно подчеркнуть, что в данном случае мы имеем современный процесс, в то время как конкреции в песках являются отражением этапов более ранних преобразований вещества.

Отложения западной и восточной частей Горла несколько различаются также по составу глинистых минералов. На западе (фиг. 5, *I*) глинистая фракция песков содержит примерно одинаковые количества гидрослюды и хлорита + каолинита, в то время как в восточной части этого пролива (см. фиг. 5, *II*, *III*) гидрослюда явно преобладает над каолинитом и хлоритом при крайне низком содержании монтмориллонита. При этом важно подчеркнуть, что слабо намечающиеся различия как в составе глинистых минералов в песках восточной части Горла, так и в количественном содержании глинистого вещества по сравнению с конкрециями могут быть объяснены современными процессами интенсивного перемыва песчаной толщи.

* * *

Изучение Fe—Mn-конкреций Белого моря проводилось Т. И. Горшковой [1], К. М. Дерюгиным [2], В. В. Калиненко [3], а также Н. М. Страховым и др. [6]. В результате этих исследований были выявлены основные морфологические типы конкреций, их химический состав, районы распространения, механизм их возникновения. В отношении последнего развивалась идея о том, что происхождение железомарганцевых конкреций в современных морях тесно связано с процесса ми диагенетического перераспределения вещества. Основу этого процесса составляет направленная миграция железа и марганца из нижних в верхние горизонты осадка. В нижних горизонтах происходит восстановление окислов до закисной формы вследствие разложения органического вещества, а в верхнем горизонте на границе окисной зоны осуществляется повторное окис-

74

ление и выпадение окислов железа и марганца. Таким образом, одним из необходимых условий возникновения железомарганцевых конкреций, по Н. М. Страхову и др. [6], является наличие в осадках значительного количества органического вещества и приуроченность их к достаточно тонким илам.

Сравнение химического состава описанных нами конкреций с опубликованными ранее данными показывает, что каких-либо существенных различий между ними не обнаруживается (см. табл. 1). Провести какиелибо сравнения по минеральному составу или по содержанию малых элементов не представляется возможным, поскольку эти данные отсутствуют в материалах предыдущих исследователей.

Принципиально новым в изученных нами конкрециях явилось обнаружение в их центральных частях парагенезиса минералов, состоящих из тодорокита, бернессита и вернадита. Такой парагенезис марганцевых минералов в заведомо осадочных Fe—Mn-образованиях был впервые обнаружен в шельфовых морях Северной Арктики, известен он и в тихоокеанских Fe—Mn-конкрециях [9]. Образование описанных конкреций Горла Белого моря было связано с диагенетическими процессами. При этом начальные этапы их формирования могли быть связаны с подтоком низкотемпературных гидротермальных растворов по широко известной сети имеющихся здесь тектонических разломов. Об этом свидетельствуют не только совокупность приведенных данных, но и то, что происхождение тодорокита до настоящего времени дискутируется. Несомненно, что изученные нами конкреции не являются современными образованиями, а были вымыты и переотложены из более древних четвертичных отложений.

Литература

- 1. Горшкова Т. И. Химико-минералогическое исследование осадков Баренцева и Белого
- морей. Тр. Океанограф. ин-та, М., 1931, т. 1. вып. 2—3, с. 83—127. 2. Дерюгин К. М. Фауна Белого моря и условия ее существования. М.: Изд-во Гос. Гидрол. ин-та, 1928, с. 62—73.
- Калиненко В. В. Характер залегания конкреций в отложениях арктических морей. Тез. докл. У Всес. школы морской геологии. «Геология морей и океанов». Т. З. М.,
- 1982, с. 136—138. 4. Невесский Е. Н., Медведев В. С., Калиненко В. В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
- 5. Спиридонов М. А., Калинин А. В., Кропачев Ю. П. и др. Геология Белого моря.-Сов. геология, 1980, № 4, с. 45-55.
- сов. теология, 1900, № 4, с. 40-00.
 6. Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калиненко В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса.— Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 185, 495 с.
 7. Штеренберг Л. Е., Дубинина Г. А., Степанова К. А. Образование Fe—Мп-стяжений уплощенной формы.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. К 75-летию акад. Николая Михайловича Страхова. М.: Наука, 1975. с. 166—170 179
- 8. Biscay P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment faine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans.— Geochem. technical Report, 1964, № 8, p. 75-81.
- 9. Siegel M. D., Turner S. Crystalline todorokite associated with biogenic debris in manganese Nodules.— Science, 1983, v. 219, № 4581, p. 172-174.

гин ан ссср ИГЕМ АН СССР ВСЕГЕИ

Поступила в редакцию 16.V.1984

УДК 549.623.5: 550.4: 551.781 (262)

ВОЗМОЖНОСТИ РАДИОЛОГИЧЕСКОГО ДАТИРОВАНИЯ ПО ГЛАУКОНИТУ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

НИКОЛАЕВА И. В., КРАШЕНИННИКОВ В. А., ГОЛОВИН Д. И., ИВАНОВСКАЯ Т. А.

Минералогическое изучение и К — Аг-датирование 11 образцов глауконита из палеогеновых отложений Сирии показали необходимость комплексного подхода специалистов в области стратиграфии, литологии, минералогии, геохимии изотопов и физических методов исследования вещества для расшифровки возрастных значений, полученных К — Аг-методом.

Делается вывод, что на современном этапе исследований К — Аг-датирование не может рассматриваться в качестве корреляционного метода в стратиграфии.

В последние годы работы по использованию глауконита в качестве минерала-геохронометра палеогена наиболее активно велись по западноевропейским стратотипам и некоторым другим разрезам [28]. Однако интерпретация геохронологических данных встречает большие затруднения и, как правило, не является однозначной. Причина этого кроется в отсутствии в настоящее время общепринятых критериев оценки пригодности глауконита для изотопного датирования, а также надежной палеонтологической привязки осадков с глауконитом к межрегиональным и межконтинентальным стратиграфическим схемам.

Зональное деление палеогена по планктонным фораминиферам к настоящему времени подробно разработано. Зональные шкалы палеогена Крымско-Кавказской СССР [18-20] и Карибского бассейна [21-24] через промежуточную область Средиземноморья были объединены в единую шкалу палеогена континентов [5-7]. Глубоководное бурение в океанах позволило создать единую зональную шкалу в пределах пояса от 50° северной и до 50° южной широты земного шара [9-11]. Однако лишенные планктонных микроорганизмов мелководные палеогеновые отложения Западной Европы можно сопоставлять с одновозрастными осадками других регионов мира лишь в самом общем виде. Датировки по образцам глауконита, положение которых четко известно в зональной шкале по фораминиферам, единичны и связаны с разрезами палеогена США и Нигерии [26]. Недостатки стратотипов палеогена Западной Европы, как известно, привели к противоречивому пониманию объема самой палеогеновой системы, а также ее отделов, подотделов и ярусов [5, 8, 26, 30]. Шкала изотопного времени палеогена претерпела существенные изменения [25, 27, 29], но вряд ли и последний ее вариант [26] можно считать единственно приемлемым.

Существует несколько способов проверки достоверности радиологических датировок: 1) соответствие датировок таковым шкалы изотопного возраста; 2) совпадение датировок, полученных одним методом по разным образцам и различными методами по одному образцу; 3) установление минералого-петрографических признаков аутигенности и неизмененности минералов. Для создания геохронометрических стратотипов ведущую роль должны играть два последних, однако именно этим методам незаслуженно уделяется малое внимание.

Цель предлагаемой работы заключается в оценке радиологического возраста зональных подразделений палеогена, установленных по планктонным микроорганизмам. Это предъявляет определенные требования к разрезам как в отношении микропалеонтологической характеристики, так и в отношении качества глауконита. Авторы статьи изучили ряд разрезов палеогена с глауконитом на территории Восточно-Европейской платформы, в Крыму, на Северном Кавказе и в Копетдаге. К сожалению, далеко не везде соблюдаются сформулированные выше требования к качеству разрезов. Поэтому большой интерес представляют палеогеновые отложения Восточного Средиземноморья (Сирия) с прекрасными комплексами планктонных фораминифер и многочисленными глауконитовыми прослоями.

Для достижения поставленной цели необходимо было осуществить: 1) зональное расчленение палеогеновых отложений Сирии по планктонным фораминиферам; 2) радиологическое датирование проб; 3) минералого-петрографическое изучение глауконита и вмещающих его отложений для выявления аутигенных неизмененных разновидностей глауконита; 4) наметить пути дальнейшего решения этих задач.

Исследование проводилось в рамках Международной программы геологической корреляции, проект № 1 — «Точность и разрешающая способность стратиграфических и временны́х корреляций, калибровка корреляционных методов».

палеогеновые отложения сирии

Сирия занимает северо-западную часть Аравийской платформы, на которой палеогеновые отложения представлены преимущественно карбонатными породами. Терригенные осадки занимают резко подчиненное положение, встречаясь в виде отдельных прослоев в среднем и верхнем эоцене и несколько чаще в олигоцене. В палеоцене и нижней части нижнего эоцена развиты преимущественно мергели. Верхняя часть нижнего эоцена сложена известняками и мергелями, чередующимися с черными и бурыми кремнями. Средний и верхний эоцен состоят из пелагических белых мергелей и писчего мела, которые на поднятиях замещаются мелководными нуммулитовыми известняками. В олигоцене преобладают мелководные органогенно-обломочные и рифоподобные известняки, местами замещаемые песчано-глинистыми осадками; накопление пелагических белых и желтых мергелей сохраняется в Месопотамском прогибе. Мощность осадков палеогена в наиболее прогнутых районах превышает 1000 м, сокращаясь на поднятиях до нескольких сотен метров. Отложения исключительно богаты планктонными фораминиферами, что позволяет дать их детальное зональное расчленение [6, 7, 17].

В большинстве зон палеоцена и эоцена имеются глауконитовые горизонты, мощность которых колеблется от первых сантиметров до 3—4 м. Одни горизонты по простиранию прерывисты, другие прослеживаются на несколько сотен километров — от восточного склона Анти-Ливана и приморского Джебель-Ансария до правобережья Евфрата, где палеоген погружается под более молодые осадки неогена. Основные горизонты с глауконитом располагаются в стратиграфически непрерывных отложениях, и можно предполагать лишь местные перемывы. Возможность переотложения из меловых и юрских пород какого-либо обломочного материала, в том числе глауконита, была сведена к минимуму. В стратиграфическом плане глауконитовые горизонты палеогена Сирии весьма благоприятны для решения вопроса об изотопном возрасте зональных подразделений субглобальной протяженности.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В нашем распоряжении имелось 11 глауконитсодержащих образцов, взятых из палеоценовых и эоценовых отложений Пальмирид и равнины к северу от этой возвышенности (фиг. 1). Анализировался материал, который остался после подготовки образцов для микропалеонтологических исследований; глинистая фракция и тонкий карбонатный материал были удалены. Образцы рассеивали на ситах, а затем выделяли глауконит с помощью магнитных сепараторов СЕМ-1 и СИМ-1. Кислотная



Фиг. 1. Расположение разрезов с глауконитовыми горизонтами на территории Сирии 1 — Бир-Хассие; 2 — вади Терфаун; 3 — вади Джар; 4 — район

Хама; 5 — Джебель-Абиад; 6 — Расс-эль-Рехем, 7 — Арак

и ультразвуковая очистки не применялись. Преобладающие размерные фракции делились в тяжелых жидкостях по методу страт [4] в интервале плотности 2,4—2,9 г/см³.

Таблица 1

Воспроизводимость анализов эталонных образцов

Эталон	Стандартное эначение ⁴⁰ Аград, мм ^в /г	Результаты анализов эталонных образцов
Биотит 70-А	0,0950	0,0959; 0,0922; 0,0932; 0,0966; 0,0963; 0,0942; 0,0950
Глауконит Gl-O	0,0248	0,0246; 0,0240; 0,0251

Химическое, рентгеновское и радиологическое исследования образцов проводились в соответствующих лабораториях ГИН АН СССР. Микропалеонтологический анализ выполнен В. А. Крашенинниковым. Минералогическое изучение проведено И. В. Николаевой и Т. А. Ивановской. Интерпретация гранулометрического состава глауконитовых зерен, заключение о характере перемыва и вторичных изменений химического состава исследуемых образцов даны по методике И. В. Николаевой [12—16]. Радиологическое датирование осуществлялось Д. И. Головиным. Измерение содержания радиогенного аргона проводилось методом изотопного разбавления (в качестве трасера применялся ^{зв}Аг) на масс-спектрометре GD-150 в статическом режиме с расчетной точностью не менее 3,5% (табл. 1).

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАУКОНИТСОДЕРЖАЩИХ МИКРОКОНКРЕЦИЙ (ГЛАУКОНИТОВЫХ ЗЕРЕН)

Цвет зерен меняется в соответствии с плотностью, а также другими физическими и химическими характеристиками. Так, темно-зеленые окраски преобладают среди зерен с плотностью 2,7—2,85 г/см³, желтои серовато-зеленые — во фракции 2,4—2,5 г/см³ и более легких. Побуревшие с поверхности зерна отмечаются как среди светлых, так и среди темных разновидностей.

Форма зерен весьма различна: глобулярная, лопастная, мозговидная, обломочная, в виде ядер раковин микроорганизмов (раковина сохранилась или растворена). Глобулярная форма (округлая, овальная, каплевидная), практически не имеющая трещин, встречается в относительно утяжеленных плотностях фракциях. Лопастная форма — зерна тех же очертаний, но как бы стянутые к центру по радиальным линиям с образованием лопастей. Эти линии нередко представляют собой зияющие трещины, заполненные либо кальцитом, гидроокислами железа, либо другими минералами. Мозговидная форма — зерна округлые или овальные, иногда неправильные, покрытые густой сеткой частых трещин, пересекающих зерно в двух почти перпендикулярных направлениях и выделяющих микроучастки (микроглобули). Обломочную форму дают зерна всех типов, но чаще лопастные и мозговидные, характерные для средних и низких плотностных фракций (доля обломков увеличивается к легким фракциям).

Различаются гомогенные зерна одного цвета с тонкоагрегатной структурой и гетерогенные с включением разноокрашенных в зеленые тона более мелких зерен или зон, пятен, жилок. Для последних разностей характерны включения кальцита, фосфата, гидроокислов железа, пирита, а также раковин микроорганизмов. Почти во всех образцах встречаются обломки карбонатных и фосфатных зерен, по которым развивается глауконит. Основная масса глауконита является местным образованием, подвергнутым локальному перемыву.

химический состав зерен

Обобщая данные по химическому составу глауконита, следует отметить, что содержание главных компонентов варьирует в значительных пределах, %: SiO₂ 48,37—51,38; Al₂O₃ 6,44—12,91; Fe₂O₃ 12,53—18,73;

FeO 0,23—1,17; MgO 4,33—7,11; K₂O 4,98—7,91 (фиг. 2). Выделяются четыре фактора, определяющие эти вариации.

1. Соотношение слюдяной и разбухающей фаз в смешанослойном глауконит-смектитовом минерале, слагающем микроконкреции (фиг. С увеличением разбухающей фазы возрастает содержание Al_2O_3 и убывает K₂O (см. фиг. 3, а). Совер-Alvi – Fe³⁺ шенный изоморфизм характерен как для слюдяной, так и для разбухающей фазы (см. фиг. 3, б). Содержания магния в крайних фракциях одного образца остаются близкими.

2. Фациальная особенность отложений. По данным различных авторов, содержание разбухающей фазы в смешанослойном минерале возрастает с глубиной бассейна [1, 2]. В нашем случае на имеющемся материале невозможно проследить эту закономерность.

3. Изменение химического состава минералов с возрастом. Минералы из датских отложений отличают-



Фиг. 2. Гистограммы распределения содержаний минералообразующих компонентов в глауконитовых зернах



Фиг. 3. Графики зависимости содержания K₂O от плотности зерен (*a*), октаэдрических AL от Fe³⁺ (*б*) и Fe²⁺ от Mg (*s*); пунктиром на последнем графике показана теоретическая кривая Fe²⁺/Mg для минералов группы глауконита по [13]

ся наиболее высоким содержанием алюминия и относительно пониженным — магния, а из палеоценовых и эоценовых — повышенным содержанием трехвалентного железа и магния. Но эту тенденцию необходимо проверить на более полном фактическом материале.

4. Вторичные изменения минералов. Вариации химического состава глауконита могут быть связаны с эпигенетическими процессами и выветриванием (см. фиг. 3, в).

РЕНТГЕНОВСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ дифрактограмм ориентированных препаратов глауконитовых зерен показал: 1) все исследуемые образцы являются смешанослойными образованиями и содержат наряду со слюдистыми разбухающие слои; 2) смещение базальных отражений в малоугловую область в природном состоянии после насыщения глицерином и прокаливания препаратов, по-видимому, может свидетельствовать о высокой степени дисперсности исследуемых кристаллитов [3]; 3) от более легких к более тяжелым плотностным фракциям у каждого образца содержание разбухающих слоев заметно уменьшается.

На дифрактограммах разориентированных препаратов изученных зерен присутствие рефлексов 112, 022 и 112 свидетельствует о трехмерной упорядоченности исследуемого минерала. Характер распределения интенсивностей этих отражений соответствует диоктаэдрическим слюдам 1 *M*. Судя по параметру *b*, равному 9,05—9,08 Å, этот минерал можно охарактеризовать как железистую слюду или глауконит.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИЗОТОПНЫЯ ВОЗРАСТ ГЛАУКОНИТА ИЗ ЗОНАЛЬНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОГЕНА СИРИИ

Образцы глауконита происходят главным образом из отложений палеоцена, включая датский ярус; два образца имеют среднеэоценовый возраст.

1. Палеоцен, датский ярус (средняя часть), зона Globorotalia trinidadensis (обр. 3305/2, 4820/16).

Обр. 3305/2 взят в разрезе у источника Бир-Хассие восточнее с. Селемия (см. фиг. 1). Здесь к названной зоне относится пачка серых мергелей и листоватых, сильно известковистых глин, мощностью около 12 м; глауконитовый пласт с неотчетливыми границами приурочен к средней части зоны. Переотложенные меловые фораминиферы отсутствуют. Ниже мергели согласно подстилаются осадками зоны Globorotalia pseudobulloides (низы датского яруса), а выше также согласно следуют мергели зоны Acarinina uncinata (верхняя часть датского яруса).

Обр. 4820/16 взят в разрезе вади Терфаун к северо-востоку от Кариатейн, в центре Пальмирид (см. фиг. 1). Светло-серые мергели имеют

мощность около 10 м, глауконитовый пласт залегает внутри этой зоны. Переотложенных фораминифер нет. Ниже располагаются осадки зоны Globorotalia pseudobulloides (низы датского яруса), а выше следует задернованное пространство, вслед за которым начинаются выходы мергелей верхнего палеоцена.

Γαδλυμα

Гистограммы распределения зерен глауконита различаются между собой по размеру, что, возможно, свидетельствует о различной интенсивности перемыва материала (фиг. 4). Химический состав наиболее распространенной фракции 2,55—2,6 г/см³ (обр. 3305/2 и 4820/ /16) отличается низким содержанием FeO и относительно повышенным Fe₂O₃ (табл. 2).

Значение радиологического возраста для обр. 3305/2 (52 млн. лет) не может рассматриваться как достоверное, поскольку этот глауконит несет заметные признаки вторичных изменений (табл. 3). Датировка обр. 4820/16 (63 млн. лет) нуждается в подтверждении. Необходимо отметить, что это значение в точности совпадает с расчетными данными для зоны Globorotalia trinidadensis: подошва — 63 млн., кровля—62 млн. лет [26].

2. Палеоцен, датский ярус (верхняя часть), зона Acarinina uncinata (обр. 3186/2; 556; 557; 558).

Все образцы отобраны из разреза вади Джар к северо-западу от Пальмиры (см. фиг. 1). Здесь на желтоватых мергелях и глинистых известняках маастрихта с размывом и слабым (2—3°) угловым несогласием залегает пласт глауконитовых мергелей мощностью приблизительно 3 м. В основании породы имеют зеленую окраску и насыщены обильным глауконитом; выше количество глауконита постепенно убывает и мергели приобретают светло-зеленую окраску. Глауконитовый пласт покрывается серо-желтоватыми мергелями, дающими листоватую щебенку; видимая мощность 6 м.

Образцы 556—558 взяты снизу вверх в пределах глауконитового пласта. Серо-желтоватые мергели характеризуются многочисленными планктонными фораминиферами. Присутствие в самом нижнем образце (556) малокамерных акаринин свидетельствует о том, что базаль-

			Хи	мический с	остав глау	KOHNTOBLAX	зерен в ф	ормульных	единицах	(ф. e.)						
Номер образца	Размерная фракция, мм	Плотностная Фракция, г/см ^а	N	Ħ	AIIV	AlVI	Fe ³⁺	Feª+	Mg	ů	Na	Ж	Н	ſL.,	H _s O F	. %
836 717 717 688 688 3172/4 3172/4 555 555 556 4820/16 4820/16	$\begin{array}{c} 0,2-0,1\\ 0,315-0,16\\ 0,315-0,16\\ 0,315-0,2\\ 0,315-0,2\\ 0,315-0,2\\ 0,315-0,2\\ 0,315-0,2\\ 0,315-0,2\\ 0,315-0,2\\ 0,315-0,2\\ 0,315-0,2\\ 0,16\\ 0,315-0,2\\ 0,16\\ $	2,45-2,45 2,55-2,45 2,55-2,65 2,55-2,46 2,55-2,65 2,55-2,74 2,55-2,74 2,55-2,74 2,55-2,74 2,55-2,74 2,55-2,74 2,55-2,74 2,55-2,74 2,55-2,74 2,55-2,74 2,55-2,74 2,55-2,74 2,55-2,74 2,55-2,74 2,55-2,55-		00000000000000000000000000000000000000	00000000000000000000000000000000000000	0,53 0,53 0,53 0,53 0,53 0,53 0,53 0,53	0,82 0,93 0,74 0,77 0,77 0,77 0,77 0,77 0,77 0,77	00000000000000000000000000000000000000	00000000000000000000000000000000000000	0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,0	00000000000000000000000000000000000000	0,559 0,559	1680222222222222222222222222222222222222	0,000000000000000000000000000000000000	111120 1111100 1111100 1111100 11100 11100 11100 11100 11100 11100 100 1000 1000 1000 1000 1000 1000000	7,88 6,93 7,88 86 7,88 86 86 86 87 87 87 87 87 87 87 87 87 87 87 87 87



Фиг. 4. Гистограммы распределения глауконитовых зерен по размеру (мм) и плотности (г/см³; сплошная линия) и компонентов породы (пунктирная линия) по размеру для исследованных образцов



ные слои глауконитовых мергелей соответствуют низам зоны Acarinina uncinata.

Несмотря на размыв и перерыв, верхнемеловые переотложенные фораминиферы в осадках датского яруса отсутствуют. Лишь в мелкой (0,2—0,16 мм) фракции глауконитового мергеля встречаются единичные переотложенные глоботрунканы, ругоглобигерины и хетерохелициды.

В изученных образцах присутствуют зерна глауконита глобулярной, лопастной, мозговидной и обломочной форм. Все три образца имеют близкие гистограммы размеров зерен глауконита (см. фиг. 4) при максимальных содержаниях фракции 0,315—0,2 мм. От обр. 556 к обр. 558 заметно возрастает содержание фракций мельче 0,1 мм, состоящей по-

Таблица 3

Номер образца	Размерные фракции, мм	Плотностные фракции, г/см ³	K, % ($\Delta = \pm 1,5\%$)	⁴⁰ Аг _{рад} , мм ² /г (Δ= ±3,5%)	Кажущийся К—Аг- возраст *, млн. лет
836	0 2-0 1	9 45 9 7	4 70	0.0059	32 5+1 5
717	0.315-0.16	2.55-2.65	5.10	0.0065	33.0+1.5
688	0.315-0.2	2.5-2.6	5.30	0.0123	60.0+3.0
2172/3	0,315-0,16	2,65-2,7	6,50	0,0123	49,0+2,5
2172/4	0,2-0,1	2,6-2,7	6,50	0,0130	$52,0\pm 2,5$
3305/2	0,2-0,1	2,55-2,6	5,50	0,0110	$52,0\pm 2,5$
4820/16	0,315-0,16	2,55-2,6	5,90	0,0145	63,0 <u>∓</u> 3,0
3186/2	0,315-0,2	2,55-2,6	6,10	0,0122	$52,0\pm 2,5$
558	0,315-0,2	2,55-2,6	5,5	0,0131	$61,0\pm3,0$
557	0,315-0,16	2,55-2,6	5,70	0,0141	$64,0\pm3,0$
556	0,315-0,2	2,6-2,7	6,45	0,0136	$54,5\pm3,0$
556	0,315-0,2	2.55 - 2.6	5,90	0,0129	57,0∓ 3,0

Результаты раднологического датирования глауконита

• Средние значения по трем-пяти анализам. $\lambda_{\beta} = 4.72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda_{k} = 0.557 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; 40K=1.22 $\cdot 10^{-6}$ (по весу).

6*

83

чти целиком из обломков микроконкреций, и падает (до нуля) содержание фракции 0,63—0,4 мм. Намечается некоторая корреляция между гранулометрическим составом пород и зерен глауконита: чем крупнее компоненты породы и выше их содержание, тем крупнее зерна глауконита и выше доля зерен глауконита с пониженной плотностью. На гистограмме обр. 558 плотностной максимум почти не выражен, что характерно для микроконкреций, претерпевших существенный перемыв [16].

Химический состав зерен в пределах фракции 2,55—2,6 г/см³ в обр. 558 отличается пониженным содержанием K₂O, FeO, MgO, Al₂O₃ и увеличением Fe₂O₃ при практически одинаковом количестве кремния.

Для трех изученных образцов из зоны Acarinina uncinata получены четыре определения К — Аг-возраста (см. табл. 3). Для обр. 556 датировки сделаны для двух различных плотностных фракций, которые дали разность в 3 млн. лет, т. е. совпали в пределах точности анализа 55,5± ±3 млн. лет. Для всех образцов анализировались сходные размерные и плотностные фракции, однако разброс получился порядка 10 млн. лет, что объясняется различной степенью изменения глауконита. Для обр. 558 (плотностная фракция 2,55—2,6 г/см³) наблюдается низкое содержание калия, тем не менее К — Аг-возраст этого образца отличается от К — Агвозраста обр. 557 на 3 млн. лет (т. е. в пределах ошибки). Различие в датировках обр. 557 и 558 в 3 млн. лет может оказаться существенным, поскольку обр. 558 несет заметные признаки вторичного изменения по типу ожелезнения. Значение возраста 64 млн. лет для обр. 557 мы считаем близким к достоверному для данного уровня исследований, так как этот глауконит является почти неизмененным; тем не менее это значение нуждается в подтверждении.

Проводить сравнение наших радиологических датировок с уже имеющимися в литературе по датскому ярусу (зона Acarinina uncinata) затруднительно, так как последние привязаны к зональной шкале чисто условно в результате интерполяции данных между более древними, маастрихтскими, и более молодыми, палеоценовыми, датировками. Возраст подошвы зоны Acarinina uncinata оценивается в 62 млн., кровли — в 60 млн. лет [26]. Отметим лишь, что К — Аг-возраст глауконита в обр. 557 (64 млн. лет) и 558 (61 млн. лет) близки к этим расчетным значениям.

Обр. 3186/2 отобран примерно в 0,5 км от обр. 556—558 по простиранию глауконитового пласта из его кровли. По химическому составу он ближе к обр. 557. Планктонные фораминиферы здесь сравнительно немногочисленны, но комплекс их типичен для рассматриваемой зоны. Переотложенные фораминиферы маастрихтского возраста единичны.

Гистограммы распределения зерен глауконита по размеру (см. фиг. 4) для обр. 556, 558 и 3186/2 в общем сходны. Рассматривая химический состав обр. 3186/2 (фракция 2,55—2,6 г/см³), можно предположить высокое содержание смешанослойного компонента. Значение радиологического возраста для обр. 3186/2, равное 52 млн. лет (см. табл. 3), не может рассматриваться как достоверное, поскольку этот глауконит несет заметные признаки вторичных изменений, которые могут сопровождаться потерей радиогенного аргона.

3. Верхний палеоцен, зона Globorotalia velascoensis (предположительно), обр. 2172/3 и 2172/4.

Северо-восточнее г. Хама на известняках верхнего мела несогласно залегает пласт (мощностью около 1 м) глауконитовых мергелей с детритусовым материалом и окатанными мелководными бентосными фораминиферами. Планктонные фораминиферы единичны и окатанны. Они свидетельствуют лишь о верхнепалеоценовом возрасте осадков (зоны Globorotalia pseudomenardii и Globorotalia velascoensis). Отсутствие G. pseudomenardii служит косвенным указанием на принадлежность отложений к зоне Globorotalia velascoensis, хотя этот вид мог выпасть из комплекса фораминифер и по экологическим причинам. Выше следуют мергели с перекристаллизованными и растворенными планктонными фораминиферами верхнего палеоцена. Обр. 2172/4 взят в основании глауконитового пласта, обр. 2172/3 — в его кровле.

Характерными особенностями этих образцов являются: 1) присутствие в заметном количестве обломков зерен глауконита во всех размерных фракциях, особенно много их во фракциях крупнее 0,4 и мельче 0.1 мм; 2) выделение зерен глауконита двух генераций: более мелкие, темные, включены в более крупные, светлые; 3) слабо выраженные максимумы как на гистограммах распределения зерен по размеру (их фактически два), так и на гистограммах распределения зерен по плотности, имеющих три и даже четыре максимума (см. фиг. 4). Отмеченные особенности зерен свидетельствуют о двух генерациях глауконита. Судя по гранулометрическому составу микроконкреций и значительному числу обломков, перемыв этих осадков был весьма интенсивным. Этот уровень фиксирует трансгрессивное положение глауконитсодержащих отложений. Минералогические особенности определяются положением горизонта в наиболее мелководной зоне бассейна, слюдяная фаза обогащена Alvi. Возрастная интерпретация К — Аг-отношений по минералогическим данным представляется, нам не совсем корректной. Для обр. 2172/4 определенное значение отвечает 52 млн., для обр. 2172/3 — 49 млн. лет. Как видим, значения изотопного возраста снизу вверх по разрезу уменьшаются. Однако они значительно отличаются от величин, приводимых в работе [26] для подошвы и кровли зоны Globorotalia velascoensis (соответственно 56 и 54 млн. лет).

4. Верхний палеоцен, зона Globorotalia velascoensis (обр. 688).

Образец 688 (возвышенность Джебель-Абиад, расположенная севернее Пальмиры) взят из пласта (около 30 см) глауконитовых мергелей, располагающегося в самой верхней части пачки темно-серых и серо-зеленоватых мергелей (мощность 25 м), содержащих обильную микрофауну зоны Globorotalia velascoensis. Примерно на 4 м выше обнажаются аналогичные мергели нижнего эоцена. Переотложенных и окатанных фораминифер в данном образце нет. В разрезе севернее Пальмиры мергели зоны Globorotalia velascoensis связаны с подстилающими осадками постепенным переходом. Радиологический возраст глауконита по обр. 688 равен 60 млн. лет (см. табл. 3), что выглядит значительно древнее 56—54 млн. лет, принимаемых для зоны Globorotalia velascoensis [26]. Минералогическая оценка датировки образца затруднительна. Очевидно, в этом случае имело место вторичное изменение глауконита.

5. Средний эоцен, зона Globorotalia lehneri (обр. 717 и 836).

Образцы отобраны из среднеэоценовых отложений северо-восточной части Пальмирид (см. фиг. 1). Обр. 717 взят из разреза Расс-эль-Рехем (возвышенность Джебель-Абиад, 15 км к северу от Пальмиры). Здесь к зоне Globorotalia lehneri относится пачка светло-серых и желтоватых мергелей мощностью 22 м. В нижней части зоны, примерно в 2 м от ее подошвы, проходит пласт буро-зеленых глауконитовых мергелей с расплывчатыми границами; мощность 1,2 м. Зона характеризуется обильными фораминиферами. Осадки зоны Globorotalia lehneri согласно подстилаются мергелями зоны Globigerapsis kugleri, а перекрываются писчим мелом зоны Orbulinoides beckmanni.

Образец 836 приурочен к разрезу Арак к востоку от Пальмиры. Зона Globorotalia lehneri представлена светло-серыми, серыми и палевыми пелитоморфными мергелями с многочисленными баритовыми конкрециями; мощность 37 м. Примерно в 2—3 м от ее подошвы находится пласт зеленых глауконитовых мергелей с размытыми границами, достигающий в раздувах 3—4 м мощности. Отложения зоны связаны постепенным переходом с подстилающими осадками среднего эоцена.

Гранулометрический состав зерен глауконита в пробах (см. фиг. 4) различается размером преобладающей фракции: 0,315—0,2 (обр. 717), 0,2—0,16 мм (обр. 836). Чем крупнее зерна, тем больше среди них разновидностей с повышенной плотностью. С уменьшением размера зерен снижается плотность и возрастает доля обломков. Следовательно, наиболее сильный перемыв претерпел глауконит относительно глубоководных участков дна бассейна. Судя по пятнистому осветлению поверхности зерен (обр. 717), наличию гидроокислов железа (обр. 836), а также по химическому составу минералов (см. табл. 2), они претерпели изменения по типу окисления железа.

Значения радиологического возраста для рассматриваемых двух образцов из подошвы зоны Globorotalia lehneri практически идентичны — 33 млн. для обр. 717 и 32 млн. лет для обр. 836 (см. табл. 3). Они резко отличны от значения, принимаемого для подошвы этой зоны — 45 млн. лет [26]. Радиологические датировки обр. 717 и 836 трудно оценить из-за недостатка минералогических данных, так как фактически мы имеем дело только с двумя анализами смесей зерен. Установленное окисление двухвалентного железа не препятствует в общем случае выбору реперных проб для датирования, однако эти пробы не могут быть корректно рассмотрены на возможные другие типы изменений.

* * *

Изученный материал из палеогеновых отложений Сирии явно недостаточен (11 образцов), чтобы делать обоснованные выводы о применимости глауконта для детального радиологического датирования. Тем не менее напрашиваются два вывода: в области стратиграфического положения образцов и в области минералогических и изотопных свойств глауконита.

1. Необходим комплексный научный подход к изучению глауконита. Работа должна включать изучение состава, строения и фациальной зональности глауконитсодержащих отложений, а также их стратиграфическое расчленение и корреляцию. Методика сравнительного изучения гранулометрического состава зерен глауконита и вмещающих их пород, а также однородности химического и минерального состава глауконитсодержащих зерен позволяет выявлять аутигенные неизмененные, а также измененные и перемытые разновидности глауконитсодержащих зерен и пространственные закономерности их размещения. Наиболее определенные результаты получаются по глаукониту из тех зон, которые характеризуются достаточным числом образцов и анализов. Единичные образцы и определения не поддаются интерпретации. Результаты исследований показывают, что при подобном подходе и представительной выборке анализов можно производить отбраковку датировок на основе минералого-петрографических критериев. Измененные разновидности зерен отличаются от неизмененных парагенезом минералов, а также гранулометрическими и химическими характеристиками. Неизмененные по химическому составу минералы нуждаются в дальнейшем исследовании прецезионными физическими методами, которые еще слабо разработаны.

2. Радиологические данные по изученным образцам (от 64 до 33 млн. лет) не выходят за пределы изотопных датировок, принимаемых для палеогеновой системы (табл. 4). Вместе с тем имеется значительный разброс данных и в пределах зон палеоцена (до 11—12 млн. лет), и в пределах разных плотностных фракций (до 3 млн. лет). Очевидно, в глауконите заключена определенная геохронологическая информация. Во всяком случае, этот минерал демонстрирует порядок величин для палеогена. Однако существенный разброс значений показывает, что расшифровка получаемых данных требует глубокого и всестороннего подхода специалистов не только в области стратиграфии, литологии, минералогии, но и в сфере химических и физических методов исследования вещества.

Одни значения, полученные по измененным глауконитам, явно несут искаженную радиологическую информацию и во внимание не принимаются, другие совпадают или близки к современным представлениям об изотопном возрасте зон палеогена — 63 млн. лет для зоны Globorotalia trinidadensis, 61 млн. лет для зоны Acarinina uncinata. Однако эти данные единичны и нуждаются в подтверждении.

Зональная	шкала	палеоцена	н	эоцена	Сирии,	положение	образцов	глауконита
			H	их К—	-Аг-воз	Dact	•	•

Изотопныя			Bos	раст		
млн. лет [26]	отдел	подот- дел	яр ус	30H2	Номер образца	ряст, млн. лет
42				Truncorotaloides rohri	_	-
44		ний		Orbulinoides beckmanni	717,836	33, 32
45,5		cpeg		Globorofalia lehneri		_
49	(eH			Acarinina bullbrooki	_	<u> </u>
50	Эоп			Globorotalia palmerae	-	_
51		ний		Globorotalia aragonensis	-	_
52		ЖИН		Globorotalia formosa	-	—
54				Globorofalia 'subbofinae	_	_
56				Globorotalia velascoensis	2172/3,4; 688	49, 52, 60
58	-			Globorotalia pseudomenardii	_	-
60				Globoro t alia angulata	_	-
62	Пало́оцен			Acarinina uncinata	556, 557, 558, 3186/2	54, 57, 64, 61, 52
63			ярус	Globorotalia trinidadensis	4820/16, 3305/2	63, 52
64			Датский	Globorofalia pseudobulloides	_	_
				Globigerina eugubina	-	-

На современном этапе исследований К — Аг-датировки по глаукониту, очевидно, не могут рассматриваться в качестве корреляционного критерия в стратиграфии. Образцы глауконита в ходе методических исследований по определению радиологического возраста должны находиться под контролем других стратиграфических реперов. В этом смысле важное значение приобретают поиск и выбор районов исследований. Районы, подобные Сирии, в которых глауконитовые пласты приурочены к зональным подразделениям по планктонным микроорганизмам, приобретают исключительно важное значение.

Литература

- 1. Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы.— Тр. ГИН АН СССР. Геол. сер., 1950, вып. 114, № 40.
- 2. Гурова Т. И. О глауконитовых формациях третичных и верхнемеловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. СНИИГГиМс, 1959, вып. 1, с. 64—71.
- 3. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 255 с.
- 4. Кац М. Я. Анализ гетерогенности минералов. М.: Наука, 1977. 156 с.
- 5. Крашенинкиков В. А. Вопр. микропалеонтологии, 1964, вып. 8, с. 190—213. 6. Крашенинников В. А. Зональная стратиграфия отложений датского яруса.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 133, с. 5—27.
- 7. Крашенинников В. А. Стратиграфия палеогеновых отложений Сирии.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 133, с. 28—75.
- 8. Крашенинников В. А. Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической областей. — Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 202, с. 188—200.
- 9. Крашенинников В. А. Вопр. микропалеонтологии, 1977, вып. 19, с. 124-227.
- 10. Крашенинников В. А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны). Вопр. микропалеонтологии, 1978, вып. 21, с. 42—160. 11. Крашенинников В. А. Зональная шкала кайнозоя континентов и океанов.— В кн.:
- Стратиграфия в исследованиях ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 162—207. 12. Николаева И. В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новоси-
- бирск: Наука, 1967. 130 с.
- 13. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с. 14. Николаева И. В. Фациальная зональность химического состава минералов группы
- глауконита и определяющие ее факторы. В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981, с. 4-41.
- 15. Николаева И. В. В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1981, с. 133—145. 16. Николаева И. В., Матюнина Н. С. Сравнительный гранулометрический анализ зе-
- рен глауконита и вмещающих пород. Литология и полез. ископаемые, 1981, № 4. 17. Поникаров В. П., Казьмин В. Г., Крашенинников В. А. и др. Геология и полезные
- ископаемые зарубежных стран. Сирия. М.: Недра, 1969. 216 с. 18. Субботина Н. Н. Фораминиферы датских и палеогеновых отложений Северного Кавказа.— В кн.: Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азин. Л.— М.: Гостоптехиздат, 1947, с. 39—160.
- 19. Субботина Н. Н. Глобигерениды, ханткениниды и глобороталииды. Тр. Всесоюз. нефт. н.-и. геологоразвед. ин-та. Нов. сер., 1953, вып. 76. 205 с.
- 20. Шуцкая Е. К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена
- Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. М.: Недра, 1970. 174 с..
 21. Blow W. H. Late Middle Eccene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy.— Proc. I Internat. Conf. on planktonic microfossils. V. 1. Geneva: 1969, p. 209—421.
 22. Bolli H. M. Planktonic Foraminifera from the Eccene Navet and San-Fernando for-mining of Division R. W. L. 105. Not. 2015. 1200.
- mations of Trinidad, B. W. I.—US Nat. Mus. Bull., 1957, № 215, p. 155—172.
 23. Bolli H. M. Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua Formations of Trinidad, B. W. I.—US Nat. Mus. Bull., 1957, № 215, p. 97—123.
 24. Bolli H. M. The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eccene

- Lizard Spring formation of Trinidad, B. W. I.—US Nat. Mus. Bull., 1957, № 215.
 25. Funnel B. F. The Tertiary period.—Quart. J. Geol. Soc., London, 1964, v. 120, p. 179.
 26. Hardenbol J., Berggren W. A. A new Paleogene numerical time scale.— Stud. Geol., 1978, v. 6, p. 213—234.
 27. Kulp J. Geologic time scale.— Science, 1961, v. 133, № 3459, p. 1105—1114.
- 28. Numerical dating in stratigraphy/Ed. by Odin G. S. Univ. press. Belfast U. K., 1982, part 1, 2. 1040 p.
- 29. Odin G. S. De glauconiarum an stitutione, origine, actateque. Theses Doct. Estat. P., 1975. 280 p
- 30. Pomerol Ch. Stud. Geol., 1978, v. 6, p. 235-243.

Геологический институт АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 15.III.1985 УДК 550.4:551.762(479)

К ГЕОХИМИИ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ Центрального кавказа

ГАВРИЛОВ Ю. О., ЛУБЧЕНКО И. Ю.

Рассмотрены закономерности распределения 19 химических элементов в нижне- и среднеюрских песчано-глинистых отложениях Лабино-Малкинской зоны, являющейся южным окончанием эпигерцинской Скифской платформы. Обсуждена роль различных факторов, влиявших на концентрацию или рассеяние элементов в континентальных (болотных, аллювиальных и др.) и морских отложениях, в том числе в оолитовых железорудных горизонтах.

Сравнительное изучение поведения химических элементов в отложениях, образовавшихся в условиях разных фациальных обстановок, а также в толщах, накопившихся в различных структурно-тектонических зонах, позволяет выяснить закономерности локализации или рассеивания элементов в осадочном процессе. С этой целью нами проводилось исследование нижне- и среднеюрских терригенных отложений Большого Кавказа. В настоящей статье рассматриваются геохимические особенности юрских пород Лабино-Малкинской зоны (Центральный Кавказ), являющейся южным окончанием эпигерцинской Скифской платформы. Было изучено несколько разрезов восточной части этой зоны, в том числе по р. Баксан, его левому притоку р. Тызыл, р. Джигиат и др. Опорным был выбран разрез правобережья р. Тызыл (ручьи Бардыргарлыкол, Ташлысырт), для которого при сравнительно небольшой (около 600—700 м) мощности характерно присутствие отложений как континентального, так и морского генезиса.

Район исследования находится в 5—10 км к северу от Тырныауз-Пшекишской шовной зоны, отделявшей геосинклиналь Большого Кавказа от Скифской платформы.

В разрезе нижне- и среднеюрских отложений было изучено распределение 19 элементов и CO_2 (карб). Такие элементы, как Fe, Mn, Ti, P, C_{opr} и CO_2 , определялись химически, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, Mo, Pb — методом количественного спектрального анализа (76 проб), Zn, Zr, Rb, Y, Nb — рентгенофлюоресцентным методом (24 пробы). Определения отдельных элементов, а также полные силикатные анализы глинистых пород и анализы карбонатных пород выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Мезозойские отложения в районе р. Тызыл залегают на мощной толще протерозойских и палеозойских дислоцированных метаморфических сланцев, прорванных доюрскими гранитами, дайками кварцевых порфиров и альбитофиров, небольшой интрузией ультрабазитов. В кристаллических сланцах выявлено довольно много небольших по масштабам полиметаллических рудопроявлений, пространственная локализация которых контролируется преимущественно тектоническими разломами [12]. Рудопроявления являются доюрскими и в нижнеюрские отложения не переходят.

Мезозойские отложения перекрывают кристаллические породы с резким угловым несогласием, залегают в целом спокойно, образуя моноклиналь, полого падающую на северо-восток. Отсутствие складчатости, а также сколько-нибудь существенного проявления магматизма резко отличает эти образования от геосинклинальных и позволяет рассматривать нижне- и среднеюрские отложения к северу от Тырныауз-Пшекишской зоны как нижний структурный подъярус эпигерцинского платфолменного чехла Скифской платформы [13]. В составе толщи выделяются хумаринская, джигиатская и джорская свиты (фиг. 1), а также развитая локально свита Сарыдюз.

Хумаринская свита плинсбахского возраста (карикс) [4] залегает ь основании юрского разреза и достигает мощности 70 м. Отложения свиты начинаются пачкой (10—15 м) аргиллитов, выполняющих западину в доюрском рельефе и по простиранию выклинивающихся. Аргиллиты преимущественно серовато- и темно-коричневого цвета, плитчатые, хотя слоистость в основном неясная — местами она обусловлена послойным скоплением растительного детрита; на плоскостях напластования часто встречаются отпечатки листьев, стеблей наземных растений. В аргиллитах залегает несколько прослоев сидеритовых конкреций. В тонких (0,05—0,08 м) прослоях плохосортированного песчаника видны многочисленные следы корней растений.

Аргиллиты сложены в основном каолинитом, в виде примеси отмечается гидрослюда.

Отличительной особенностью этой части разреза является присугствие здесь прослоев и линз угля (0,05—0,1 м), переслаивающихся с углистыми аргиллитами. По данным спорово-пыльцевого анализа (М. В. Азмайпарашвили и др.), исходным материалом для образования угольных пластов служили высшие наземные растения (папоротникообразные и голосемянные).

В одном из песчаных прослоев со следами корней растений в низах пачки, маломощном (0,07 м), но выдержанном по простиранию, залегают линзовидные прослои сульфидов — в основном пиритовые, а также халькопиритовые и галенитовые выделения [9]. Сульфидные (пиритовые) гнезда содержатся также в прослоях углей. В септариевых трещинках в сидеритовых конкрециях отмечены выделения галенита и реже сфалерита. Сульфидные прожилки можно обнаружить в кварцевой гальке, т. е. в продуктах разрушения доюрского фундамента.

Относительно небольшая мощность глинистой пачки и невыдержанность ее по простиранию, обогащенность пород растительными остатками, следы корней, наличие пластов угля, преобладание каолинита в составе глин позволяют относить эти отложения к группе фаций зарастающих озерных водоемов и торфяных болот.

Над глинистыми отложениями залегает сложнопостроенная пачка (5-10 м), слагаемая брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками и реже глинистыми алевролитами, т. е. здесь представлен практически полный спектр обломочных пород. Эти отложения не выдержаны по простиранию и найти сходство даже между относительно близко расположенными разрезами (первые сотни метров) довольно трудно. В пластах конгломератов и брекчий преобладает галька кварца, встречаются плохоокатанные или остроугольные обломки кристаллических сланцев. Сортированность пород слабая. Границы между пластами разного гранулометрического состава часто неровные, с карманами в подстилающих слоях. Отмечен пласт мелкогалечных конгломератов (1,5 м) с крупной однонаправленной косой слоистостью, выполаживающейся у подошвы (толщина косых слойков 0,2-0,3 м). В песчаных прослоях и в цементе конгломератов и брекчий часто встречаются скопления темноцветных минералов; иногда породы окрашены гидроокислами Fe. В редких прослоях алевритистых аргиллитов на плоскостях напластования отмечаются отпечатки наземных растений. Грубообломочные породы сцементированы песчано-глинистым материалом, а песчаники — глинистым, кремнистым, местами карбонатным цементом.

Очевидно, можно согласиться с К. К. Карасевым и В. Н. Макаровым [9], проводившими в этом районе литолого-фациальное картирование, что пачку грубообломочных пород следует рассматривать в качестве

делювиально-пролювиальных отложений фации конусов выноса и шлейфов.

Верхняя часть хумаринской свиты представлена пачкой светло-серых песчаников, олигомиктовых, преимущественно кварцевого состава, массивных, мощностью 30—40 м. В пачке встречаются маломощные линзовидные прослои (2—5 см), а также редкие пласты (до 0,5 м) гравелитов и мелкогалечных конгломератов, подошва которых бывает иногда неровной: галечный материал заполняет эрозионные карманы в подстилающих песчаных породах. В верхней части пачки отмечено несколько уровней развития косой слоистости, с преобладанием однонаправленной. Основная масса песчаников неплохо сортирована, лишь единичные прослои (несколько дециметров) в незначительной степени обогащены глинистым веществом. Породы сложены мелко- и среднезернистым песчаным кварцевым материалом, подчиненную роль играют полевые шпаты.

Песчаники описанной пачки, очевидно, следует относить к русловой фации аллювиальных отложений, хотя существует мнение, что некоторые песчаные горизонты хумаринской свиты можно рассматривать в качестве дельтовых образований [10].

Континентальные отложения хумаринской свиты бассейна р. Тызыл очень бедны фауной, и ее плинсбахский возраст (карикс) устанавливается преимущественно по сопоставлению с другими районами, где одновозрастные толщи, накапливавшиеся в морских условиях, охарактеризованы фаунистически гораздо лучше [14]. Хотя мощность разреза хумаринской свиты сокращена по сравнению с более западными районами (верхняя часть свиты размыта), здесь представлены отложения разнообразных фаций.

С размывом на породах хумаринской свиты залегают отложения *джигиатской* свиты (средний тоар — аален) [4]. В них распространена фауна пелеципод, белемнитов, аммонитов, свидетельствующая о накоплении осадков в обстановке морского водоема. В составе свиты выделяют три части: нижнегижгитские (средний тоар), верхнегижгитские (низы верхнего тоара) и баксанские (верхи верхнего тоара — аален) слои.

Нижнегижгитские слои (80—90 м) представлены в основном переслаиванием маломощных (несколько сантиметров — первые дециметры) пластов аргиллитов, алевролитов и песчаников; в нижней части толщи чередуются интервалы отложений мощностью в первые метры. Среди глинистых пород имеются разности от чистых до существенно алевритистых. В аргиллитах четкой слоистости не видно, цвет их от серых до темно-серых, иногда с коричневым оттенком. Алевролиты серые, неслоистые, комковатые, местами заметно глинистые, на плоскостях напластования встречается мелкий углистый растительный детрит. Песчаники мелкозернистые, светло-серые, преимущественно олигомиктовые, полевошпатово-кварцевые; единичные пласты достигают мощности 3-4 м. Прослои песчаных пород в основном выдержаны по простиранию, но тонкие (первые сантиметры) слои иногда выклиниваются. Слоистость в хорошо сортированных песчаниках заметна слабо: она видна либо на поверхности выветривания, либо в тех случаях, когда подчеркивается гидроокислами Fe. Отчетливая косая слоистость отмечена лишь в редких относительно мощных пластах из нижней части толщи. Неоднократно в пластах песчаников наблюдались поверхности размыва осадков с последующим накоплением новых порций песчаного материала.

Особенностью нижнегижгитских слоев является интенсивное развитие здесь сидерита, который в аргиллитах и алевролитах образует конкреции, в песчаниках — зоны цементации.

Фаунистические находки в нижнегижгитских слоях сравнительно немногочисленны и представлены остатками морских организмов (аммониты, членики лилий и др.). Появление в песчаных слоях поверхностей подводного размыва осадков, косой слоистости свидетельствует об относительно активной динамике морских вод. Вместе с тем для этих отложений характерно слабое развитие следов волновой деятельности, немногочисленность остатков донной фауны, мелкозернистость песков, тонкая слоистость в ряде песчаных пачек, что может указывать на накопление осадков в переходной зоне от мелководных к умеренно глубоководным макрофациям шельфа.

Верхнегижгитские слои (50—60 м) представлены в основном светло-серыми, местами с зеленоватым оттенком мелкозернистыми неплотными песчаниками. На выветрелой поверхности песчаников иногда заметна косая слоистость, причем слойки в различных прослоях ориентированы по-разному; встречаются следы размывов, эрозионные ложбины, также заполненные песком. Состав песчаников полевошпатовокварцевый, цемент слюдистый, местами карбонатный.

В толще залегает несколько пластов серых алевролитов, иногда образующих частое переслаивание (слойки 1—3 см) с песком. К алевролитам приурочены сидеритовые конкреции. Размыв конкрециесодержащих алевролитов обусловил образование двух пластов (0,15—0,3 м) конкреционных конгломератов, невыдержанных по мощности с карбонатно-глинистым цементом, содержащим железистые оолиты. В этих пластах заключена обильная морская фауна: белемниты, аммониты, пелециподы, членики лилий и др. В верхней половине верхнегижгитских слоев, под одним из пластов конкреционных конгломератов залегает песчаный слой со следами корней растений. Ближе к кровле толщи сортированность пород ухудшается в песчаниках появляется примесь глинистого материала, послойное распределение которого обуславливает плитчатость и слоистость пород.

Накопление отложений происходило в условиях морского мелководья и активной гидродинамики; песчаный материал образовывал отмели, косы, возвышавшиеся над водой, на которых временами появлялась растительность.

Баксанские слои (60—65 м) представлены в основном аргиллитами с многочисленными прослоями конкреций, пластами конкреционных конгломератов и оолитовых железняков. По сравнению со смежными районами в описываемом разрезе верхние горизонты баксанских слоев не сохранились из-за размыва, предшествовавшего накоплению отложений вышележащей джорской свиты [4].

Аргиллиты темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком, слоистость отсутствует либо выражена плохо, преобладают алевритистые разности, на плоскостях напластования встречаются следы ползающих организмов. Одной из особенностей баксанских слоев является присутствие в них многочисленных пластов конкреционных конгломератов (0,1—0,3 м), невыдержанных по простиранию, залегающих через 1—3 м. В аргиллитах залегает несколько тонких (2—4 см) линзовидных прослоев органогенных зеленовато-серых известняков. В верхней половине толщи появляются линзочки и тонкие (2—3 см) слои песчаника, серого, мелкозернистого, местами косослоистого. Как в аргиллитах, так и в песчаниках встречаются мелкие стяжения пирита.

Характерными образованиями, выделяющими ааленскую толщу из всего юрского разреза, являются пласты с железистыми оолитами. Наиболее мощных пластов (от 0,7 до 2 м) четыре, помимо них имеется несколько тонких (0,1—0,2 м) пластов; оолиты заключены также в цементирующей массе конкреционных конгломератов. Оолитсодержащие пласты плотнее вмещающих аргиллитов и четко выделяются в рельефе. Пласты неоднородные — распадаются на отдельные слои, различающиеся как твердостью, так и окраской, которая меняется от темной зеленовато-серой до красновато-бурой. В основной породообразующей массе часто содержатся включения небольших (несколько сантиметров) конкреций, незакономерно ориентированных, остатков белемнитов, аммонитов, обломков раковинок двустворок. Большинству пластов присуще брекчиевидное строение.



фиг. 1. Литологическая колонка нижне- и среднеюрских отложений и кривые распределения элементов в породах

1 — аргиллиты; 2 — алевритистые аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — конкреции; 7 — кон-креционные конгломераты; 8 — железорудные горизонты; 9 — породы доюрского фундамента; 10 — закрытые интервалы; 11 — места отбора и номер образца; 12 — содержания элементов в ничетивическа и породах, 6 — в песчаниках. Распределение С_{орг} в аргиллитах хумаринской свиты показано вне масштаба. Циф-рами указаны индивидуальные его значения в пробах. Па этой и следующей фигуре содержание С_{орг}, CO₂, Fe, Mn, Ti и P приведено в %, остальных элементов — в 10⁻⁴% в индивидуальных образцах на кривой распределения: а — в

Осолиты в породе распределены неравномерно: на одних участках они слагают сплошную оолитовую массу, в то время как на других их сравнительно немного. Осолиты округлые либо овальные, размер 0,4---0,6 мм, иногда до 1 мм, цвет в основном красновато-бурый, часто отмечается концентрическое строение, встречаются агрегаты из двух-трех оолитов, заключенных в одной оболочке. Подавляющее большинство оолитов сложено гётитом и гидрогётитом, шамозитовые разности редки и обычно частично замещаются кальцитом. Цементируются оолиты преимущественно глинисто-карбонатной сидерит-кальцитовой массой. Чем меньше карбонатность цемента, тем в большей степени оолиты деформированы — сплющены, раздавлены. Фрагменты раковин, члеников лилий бывают окружены железистой оболочкой; пористые обломки организмов, а также карбонатный цемент на некоторых участках пропитаны красно-бурыми гидроокислами Fe. Некоторые оолиты частично замещаются пиритом.

Оолиты встречаются и в аргиллитах (в основном на интервале переслаивания с оолитосодержащими пластами), но здесь они малочисленны, раздавлены, присутствуют их фрагменты.

Таким образом, для баксанских слоев характерны горизонты многочисленных перемывов, отсутствие четкой слоистости в аргиллитах как результат постоянного взмучивания осадков, косая слоистость в песчаных линзочках, брекчирование оолитосодержащих пластов, следы ползающих организмов и другие признаки, позволяющие считать, что накопление толщи происходило в зоне мелководья, в условиях сравнительно активной гидродинамики.

Джорская свита (байос), как показывают региональные исследования, с размывом залегает на подстилающих отложениях [4]. Нижняя часть свиты сложена серыми и темно-серыми алевритистыми аргиллитами, переходящими в глинистые алевролиты, с прослоями сидеритовых конкреций и крупных (до нескольких метров в диаметре) известковых линз, иногда с заключенными в них сидеритовыми стяжениями. В 50 м от основания свиты залегает пачка (40 м) переслаивания пластов песчаника (0,25—1,2 м) и серых алевритистых глин (1—2 м). Песчаники преимущественно мелкозернистые, полевошпатово-кварцевые, неслоистые или со слабо заметной тонкой слоистостью, местами пологой косой или волнистой; на плоскостях напластования встречается растительный детрит и редкие отпечатки фрагментов растений, на подошве некоторых пластов — гиероглифы — следы струй течений.

В верхней части джорской свиты развиты аргиллиты, в разной степени алевритистые, чистых разностей почти нет, подчиненное значение имеют алевролиты; встречаются маломощные (0,1 м) песчано-алевролитовые пласты, часто с кальцитовым и сидеритовым цементом. Слои конкреций залегают через первые метры. В некоторых горизонтах толщи можно наблюдать следы биотурбации осадков. Мощность свиты меняется на площади: в районе изученного разреза составляет приблизительно 270—300 м.

По сочетанию разнообразных признаков можно говорить о накоплении осадков свиты в рассматриваемом районе в условиях открытого моря в удалении от берега, вначале в относительно мелководной, а затем в более глубоководной части шельфа.

Разрез среднеюрских отложений венчается алевролитово-песчаной толщей (первые десятки метров) с большим количеством растительного детрита, рассеянного в породе, тонкими (несколько сантиметров) линзами угля. В песчаниках отмечается косая слоистость; многочисленные линзы и прослои сидеритовых стяжений придают некоторым пластам полосчатый облик. Как и в плинсбахских угленосных отложениях здесь залегает маломощный (0,1 м) пласт, содержащий линзы сульфидных стяжений — пиритовых, с примесью галенита и сфалерита. Эту толщу (свита Сарыдюз) рассматривают как угленосную континентального генезиса, возраст ее по стратиграфическому положению предположительно датируют батом [4]. Накопление нижне- и среднеюрских отложений происходило с участием разных источников сноса терригенного материала, что, в частности, нашло отражение в смене ассоциаций акцессорных минералов. Как отмечает Р. С. Безбородов [3], минеральный состав тяжелых фракций тоарских песчано-алевролитовых пород сравнительно однообразен преобладает сфен-рутил-турмалин-цирконовая ассоциация. Причем для района р. Тызыл характерен сфен и другие титаносодержащие минералы, но отсутствуют гранаты; вверх по разрезу увеличивается количество хлоритоидов. В ааленских отложениях тяжелая фракция сходна с тоарской — здесь распространена сфен-рутил-турмалин-циркон-хлоритовая ассоциация. Байосской толще присущ несколько иной набор минералов: циркон-хлорит-биотит-гранатовая ассоциация.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗЛИЧНЫХ СВИТ

Распределение элементов по разрезу показано на фиг. 1. Средние содержания элементов по данным анализов 76 образцов разных стратиграфических интервалов приведены в табл. 1. Для некоторых элементов определения были проведены в меньшем числе проб (табл. 2). Для количественной оценки геохимических особенностей глинистых пород континентальных и морских отложений в табл. 1 и 2 приведены содержания элементов в аргиллитах хумаринской, джигиатской и джорской свит (подсчет для аргиллитов морских отложений осуществлен по анализам 32 образцов). Для сравнения в таблицах приведены значения кларков элементов по данным А. П. Виноградова [6] и К. К. Турекьяна и К. Х. Ведеполя [28].

Отложениям хумаринской свиты, характеризующим континентальное осадконакопление в районе, присущи некоторые специфические особенности распределения элементов. Глинистая пачка озерно-болотных отложений из основания свиты резко выделяется в разрезе нижне- и среднеюрских отложений обогащенностью органическим веществом (OB): C_{opr} от 2,9 до 9,3% (в среднем 4,6%). Подсчитанные для аргиллитов хумаринской свиты коэффициенты концентрации ⁴ (см. табл. 1, 2) показывают, что C_{opr} содержится в них в среднем в 8 раз больше, чем в породах остальной части разреза. То что в отложениях свиты (особенно в аргиллитах) широко распространены углефицированные растительные остатки, находит свое отражение в составе OB: здесь преобладают гуминовые соединения, и напротив, незначительно содержание битума [3]. В аргиллитах этой пачки повышены также содержания Ti, Ga, Ge, Mo, Zr, Rb, Y, Nb, хотя коэффициенты концентрации у них меньше и только у Мо и Nb превышают 2.

Существует также группа элементов, количество которых в аргиллитах хумаринской свиты, наоборот, заметно понижено. Прежде всего это касается Fe, Mn и P (см. фиг. 1, табл. 1, 2): содержание Fe везде меньше 1,5%, снижаясь до 0,42 и даже до 0,1% (в среднем Fe ниже кларкового уровня в 5 раз); Mn в большинстве образцов не улавливается или отмечаются его минимальные содержания; P практически отсутствует. В эту же группу входят Co, Ni, Zn и Cu(?), т. е. элементы, близкие по своим геохимическим характеристикам к Fe.

V, Cr, Pb образуют группу элементов, коэффициенты концентраций которых близки к 1, т. е. накопления или рассеивания их в аргиллитах хумаринской свиты не происходит. Вместе с тем следует отметить, что в маломощном (0,3 м) пласте аргиллитов из пачки конгломератов и гравелитов V, Cr и Pb показывают высокие концентрации (см. табл. 1), примыкая, таким образом, к элементам первой группы.

Оценивая количественный состав основных породообразующих компонентов глинистых пород (табл. 3), обнаруживаем, что для хумаринских аргиллитов характерно относительно повышенное содержание Al₂O₃

¹ Коэффициенты концентрации здесь — отношение содержаний элементов в хумаринских аргиллитах к их содержанию в джигиатских и джорских аргиллитах.

и, наоборот, пониженное SiO₂, а также MgO, Na₂O, K₂O. Обращает на себя внимание особенно резкое уменьшение окисного Fe по сравнению с закисным.

В породах пачки грубозернистых и в различной степени сортированных пород (конгломераты, гравелиты, песчаники), залегающей над аргиллитами, распределение элементов довольно пестрое: слои с низкими содержаниями сменяются пластами, в которых концентрация некоторых элементов (Fe, Ti) резко повышается (см. фиг. 1, табл. 1). Это обусловлено неравномерным распределением в породах темноцветных рудных минералов. Следующая вверх по разрезу пачка мелкозернистых аллювиальных песчаников, наоборот, характеризуется вполне однообразным распределением элементов: их концентрации здесь существенно понижены (самые низкие во всем разрезе), причем во всех частях пачки примерно одинаковы.

Джигиатская свита, нижнегижгитские слои. Поскольку эта толща представлена в основном переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, кривые распределения элементов имеют прихотливый облик (см. фиг. 1). Обращают на себя внимание относительно низкие содержания Fe и Mn в аргиллитах (2,68 и 0,02%) и алевритистых аргиллитах (1,75 и 0,01%, см. табл. 1). Вместе с тем в некоторых пластах алевролитов и мелкозернистых песчаников отмечается локальный или развитый по всему слою сидеритовый цемент, а содержания Fe и Mn (соответственно 7,26 и 0,33%) в них во много раз выше, чем в песчаниках с бескарбонатным цементом (0,98 и 0,01%).

В нижнегижгитских песчаниках по сравнению с аллювиальными песчаниками хумаринской свиты возрастает концентрация таких элементов, как Ті, Р, Сг, V, Сu, причем первые три приближаются по содержанию к глинистым породам. Обособленно ведет себя Zr, количество которого существенно увеличивается, обнаруживая именно в мелкозернистых песчаниках наибольшие концентрации (463.10⁻⁴%, см. табл. 2). Распределение по породам остальных элементов здесь упорядоченное — в аргиллитах их содержится больше, чем в песчаниках.

Для верхнегижгитских слоев, представленных в основном полевошпатово-кварцевыми песчаниками, характерны преимущественно невысокие концентрации элементов, но как и в нижнегижгитских слоях, содержания их заметно больше, чем в хумаринских аллювиальных отложениях. В этих песчаниках также отмечены высокие содержания Zr (432.10⁻⁴%, см. табл. 2).

В разрезе верхней половины верхнегижгитских слоев появляются карбонатно-глинистые пласты с железистыми оолитами, заключающие перемытые конкреции. В карбонатно-глинистой массе с оолитами существенно увеличивается содержание Fe (до 25%), а также возрастает концентрация Mn — 0,19, P 0,15, V 198·10⁻⁴, Co 29·10⁻⁴% (см. табл. 1).

Баксанские слои в связи с залеганием в них пластов, сложенных железистыми оолитами, резко выделяются на фоне всего юрского разреза (см. фиг. 1). Поскольку для этих горизонтов характерна повышенная карбонатность (СО₂ достигает 30%), на фиг. 2 показано распределение элементов для основной части этого интервала в пересчете на бескарбонатное вещество (и в увеличенном масштабе).

Прежде всего пласты с оолитами выделяются повышенными (в среднем 28%) содержаниями Fe (см. табл. 1), т. е. Fe здесь является одним из ведущих породообразующих компонентов. Как видим (см. фиг. 2), распределение Fe в пластах неравномерно, что согласуется с отмечавшимся выше их неоднородным строением, с прихотливым распределением оолитов в породе. Fe в основном входит в состав гидрогётита, гётита, сидерита, шамозита, аморфных гидроокисных соединений (роль сульфидных минералов незначительна). Высокие концентрации Fe во многом определяют геохимические особенности этих пластов: содержание некоторых элементов здесь также повышено (см. фиг. 2, табл. 1), прежде всего это касается Mn (0,77%) и P (0,250). Несколько в меньшей степени, но также вполне отчетливо, происходит увеличение концент-

Таблица 1

Содержания элементов в породах нижне- и среднеюрской толщи

Свита (пачка, слой), из которой отбирался образец	Copr	CO,	Fe	Mn	Ti	Р	Cr	Ni	v	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Мо	Число образ- цов	Порода
Хумаринская свита: пачка аргиллитов пачка конгломераты — гравелиты — песчаники пачка аллювиальных песчаников	4,67 1,87 Her *	0,08 Her 7,00 Her *	0,87 1,11 6,75 1,15 1,12	0,003 Her 0,18 Her *	0,68 0,93 2,12 0,69 0,13	0,003 0,01 0,26 0,004 0,006	83 220 88 50 37	31 38 76 18 <10	149 500 142 100 35	27 63 54 <13 <13	<10 <10 53 <10 <10	27 60 24 18 18	46 67 23 27 14	2,7 4,8 1,5 2,0 <1,5	3,7 0,5 2,2 1,5 1,5	6 1 1 1 3	Аргиллиты » Песчаники » »
Джигиатская свита: нижнегижгитские слои	0, 3 9 0,25 Нет	0,05 Her 0,18	2,68 1,75 0,98	0,02 0,01 0,01	0,56 0,51 0,49	0,006 0,05 0,06	90 102 98	47 35 17	119 120 77	40 40 26	16 12 9	28 22 18	31 28 15	2,2 2,0 1,5	<1,5 1,6 <1,5	5 3 5	Аргиллиты Алевритистые аргиллиты Мелкозернистые песчаники и алевролиты
верхнегижгитские слои	0,26 Нет	9,84 2,4	7,26	0,33	0,49	0,053	107 73	28 18	94 84	27 26	11 8	15 18	13 15	<1,5	<1,5 <1,5	4	Мелкозернистые песчаники и алевролиты с карбо- натным цементом Песчаники
	0,4 0,31	0,22 6,25	4,46 24,58	0,04 0,19	0,53 0,38	0,04 0,15	78 70	42 33	125 198	36 28	20 29	15 14	27 21	1,75 1,75	<1,5 <1,5	2 1	Глинистые алевролиты Алевролит с карбонатно- железистым цементом и оолитами

Свита (пачка, слой), из которой отбирался образец	Сорг	co,	Fe	Mn	Ti	Р	Cr	NI	v	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Мо	Число образ- цов	Порода
Джигиатская свита: баксанские слои	0,03	6,25	7,00	0,09	0,42	0,06	68	31	146	23	21	14	15	<1,5	<1,5	1	Алевролит с карбонатным
	0,52	12,46	28,29	0,77	0,44	0,25	79	56	262	45	34	19	15	<1,5	<1,5	11	цементом Породы, обогащенные Fe (Fe>10%)
	0,47	0,57	5,59	0,04	0,51	0,05	76	46	144	34	18	24	28	1,89	1,5	15	Аргиллиты
Джорская свита	0,69	0,54	3,95	0,04	0,54	0,05	68	44	132	33	15	29	27	1,8	1,71	12	Аргиллиты, в различной
	0,2	13,17	4,16	0,27	0,3	0,06	35	27	58	21	10	25	14	1,5	2,78	3	Мелкозернистые песчаники и алевролиты с карбо- натным цементом
Аргиллиты морских отло- жений	0,54	-	4,52	0,037	0,53	0,52	75	46	136	34	16	27	28	1,9	1,71		
Коэффициенты концентра- ции элементов в аргил- литах континентальных отложений	8,6	_	0,19	0,08	1 ,28	0,058	1,11	0,67	1,1	0,79	0,63	1	1,64	1,42	2,5		
Кларки элементов в аргил- литах по данным: Виноградова А. П. [6] Турекьяна К. К. и Ве- деполя К. Х. [28]	1,0		3,33 4,72	0,067 0,85	0,45 0,46	0,077 0,07	100 98	95 68	130 130	57 45	20 19	20 20	30 19	2 1,6	2 2,6		

Примечание. В таблице приведены как средние значения содержания элементов в породах разных стратиграфических интервалов, так и содержания элементов в нескольких индивидуальных образа цах; содержания Сорг, СО2, Fe, Mn, Ti и P приведены в %, остальных влементов – в 10-4%.



Фиг. 2



рации V, кривая распределения которого в целом повторяет кривую распределения Fe. Ha фиг. 3 показано, как ведут себя элементы при переходе от вмещающих аргиллитов к оолитосодержащим пластам; для последних указаны коэффициенты концентрации (КК) элементов. По величине КК к V близок Со, несколько меньше величины коэффициента у Си и Ni. Отметим, что отдельные определения указывают на повышение в пластах с оолитами содержания церия (90—120·10⁻⁴%) по сравнению с вмещающими аргиллитами (54·10⁻⁴%). Другие элементы (Ti, Pb, Cr) слабо реагируют на обогащение пород железом, а для некоторых (Ge, Ga) происходит рассеяние (см. табл. 1). Относительно тонкие (первые дециметры) глинисто-карбонатные слои с оолитами, а также горизонты конкреционных конгломератов (цементирующая масса), не показанные на графике распределения элементов, по геохимическим особенностям схожи с более мощными пластами.

Аргиллиты баксанских слоев не выделяются геохимическими аномалиями: сравнение содержаний в них элементов со средними содержаниями элементов в морских глинистых отложениях (см. табл. 1) показывает, что они близки между собой. Некоторое увеличение количества Fe (5,59%) не оказывает влияния на распределение других элементов. Состав породообразующих компонентов баксанских аргиллитов сходен с составом аргиллитов других частей джигиатской свиты (см. табл. 3).

В отложениях *джорской* свиты в отличие от залегающих ниже толщ прослеживается равномерное распределение элементов (см. фиг. 1). Содержание элементов в глинистых породах свиты весьма близко к средним значениям для морских отложений (см. табл. 1 и 2); отметим только относительное увеличение содержания Мо. Часто присутствующая в аргиллитах алевритовая кварцевая примесь сказывается на повышении

Содержание	элементов	8	породах нижне-	И	среднеюрской	толщи,	10-4%	6
------------	-----------	---	----------------	---	--------------	--------	-------	---

Свита (пачка, слой), из которой отбирался образец	Zn	Zr	Rb	Y	Nb	Число образ- цов	Порода
Хумаринская свита: пачка аргиллитов пачка конгломераты— песчаники пачка аллювиальных песчаников Джигиатская свита: нижнегижгитские слои	62 45 30 122 Не отр.	289 179 40,9 205 463	164 65 19 136 59	51 41 10 38 31	31 20 5 16 5,6	3 2 1 2 3	Аргиллиты Песчаники » Аргиллиты Песчаники
верхнегижгитские слои баксанские слои	61 109	432 192	66 116	31 30	12 13	2 4	» Аргиллиты
Джорская свита	107 43 117	182 48 92	113 65 56	35 17 25	13 5 5	5 1 1	» Песчаники Алевролиты с карбо- натным цементом
Аргиллиты морских отло- жений	110	190	118	34	14	-	-
Коэффициенты концентрации элементов в аргиллитах континентальный отложений	0,57	1,52	1,38	1,51	2,19		
Кларки элементов в ар- гиллитах по данным: А.П.Виноградова [6] К.К.Турекьяна и К.Х.Ведеполя [28]	80 95	200 160	200 140	30 26	20 11		

количества SiO₂ в составе пород (см. табл. 3, обр. 536) и соответственно на уменьшении других компонентов.

Для залегающих в толще маломощных (сантиметры и первые дециметры) песчаниковых пластов характерно увеличение карбонатности по сравнению с вмещающими аргиллитами (см. табл. 1) — развитие кальцитового и сидеритового цемента. В связи с этим в некоторых из них происходит увеличение количества Fe и Mn, а также относительный рост содержания Mo. Других элементов в песчаниках содержится меньше, чем в аргиллитах.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОРОД

Различия в условиях образования разных частей нижне- и среднеюрской толщи в значительной степени обусловили специфику распределения элементов в разрезе: если в одних случаях накопление и захоронение осадков не сопровождалось его существенной переработкой и отложения в основном наследовали состав осаждающегося материала, то в других — геохимический облик пород формировался под воздействием постседиментационных процессов.

Распределение элементов в отложениях хумаринской свиты определялось сочетанием различных факторов. Как показано выше, аргиллитам из основания разреза присущи аномально высокие содержания C_{opr} , что связано с накоплением и захоронением растительного материала в условиях зарастающих озер и болот. Напротив, такие элементы, как Fe, Mn, P и CO₂ содержатся в минимальных количествах. Однако первоначально (до диагенетического перераспределения) содержание этих элементов в осадках было иное. Об этом, например, свидетельствует то обстоятельство, что в одновозрастных отложениях других разрезов встречаются глинистые прослои, накапливающиеся не в застойных водоемах, с очень незначительным количеством C_{opr} , в которых диагенети-

ческие процессы протекали вяло и перераспределения компонентов осадка в заметных масштабах не происходило; соответственно содержания Fe, Mn, P близки к кларковому уровню.

В озерно-болотных осадках обилие реакционноспособного ОВ обусловило интенсивную диагенетическую переработку осадочного материала. Разложение ОВ, восстановление окисных форм Fe и Mn и перевод в легкоподвижную бикарбонатную форму создавали предпосылки к их перераспределению. Однако если бы в перераспределение вовлекалось только то железо, которое было сорбировано глинистыми частицами, а также принесено в виде самостоятельных гидроокисных частичек, количество его в породе не опустилось бы до таких низких содержаний. Очевидно, в осадках плинсбахских континентальных водоемов возникала особая обстановка, обусловившая существующую картину. Известно, например, что во многих современных болотах и озерах для иловых вод характерна существенно кислая среда [11]. По всей видимости, аналогичная ситуация была при накоплении рассматриваемых отложений. В результате большая часть железосодержащих силикатных минералов растворялась, высвобождая при этом железо и ряд других катионов, которые могли перераспределяться, стягиваться в конкреции или диффундировать в наддонную воду, удаляясь из осадка. Как видно из табл. З (обр. 541), для аргиллитов из основания разреза помимо низких содержаний Fe, Мп, Р и СО₂, характерны также малые количества CaO, MnO, Na₂O. Энергичный вынос катионов из осадка в диагенезе приводил к преобладающему развитию аутигенного каолинита, помимо которого в породе встречается только примесь гидрослюды.

Вывод о разрушении в диагенезе терригенных компонентов осадка подтверждается исследованиями четвертичных отложений. Динамика преобразования глинистых минералов в современных торфяниках Рионского межгорного прогиба была детально рассмотрена П. П. Тимофеевым и Л. И. Боголюбовой [5, 16]. Они показали, что в диагенезе в торфяниках в условиях кислой среды в погружающихся осадках постепенно исчезает монтмориллонит и хлорит, одновременно увеличивается содержание каолинита и иногда появляется свободный кремнезем, образующийся в процессе разрушения силикатных минералов. Причем высвобождающиеся при растворении минеральной

rabauya 3

			Химич	еский с	OCTAB L	линисть	ix nopol	ц нижн	le-и с	реднеюр	о хихо	инэжог	й, %				l
Сента (слой), из которой отбирался образец	Номер образца	sio	TIO	AlsOs	Fe2O3	FeO	Mno	CaO	M£O	Na ₂ O	K,0	H₂0+	H,O-	co	U	P , 0,	Сумма
Хумаринская свита	541	52,04	1,11	25,88	0,31	1,77	Her	0,74	0,66	0,22	2,90	6,11	0,78	Her	4,25	Следы	100,07
Джигиатская свита: нижнегижгитские слои баксанские слои	186 160	55,98 55,04	0,99 1,29	20,91 21,62	5,87 4,14	1,12 3,02	0,04 0,07	$0,79 \\ 1,40$	$2,20 \\ 2,02$	0,77 0,68	3,80 3,02	5,72 6,28	1,41	* *	$0.79 \\ 0.36$	0,11 0,05	100,50 100,36
Джорская свита	536	63,91	0,74	16,62	1,24	3,00	0,04	1,89	1,56	1,35	3,78	3,03	0,58	0,45	0,46	60,0	90'61

составляющей осадка Fe и Mg переходят в растворенное состояние, обосащая иловую воду.

В плинсбахских отложениях судьба Fe, Mn, Ca, Mg была различной в зависимости от характера водоема, и в частности от насыщения иловых и наддонных вод углекислотой. Если перепад концентраций углекислоты с глубиной в осадке был достаточно велик, то происходило осаждение FeCO₃ и входивших в него изоморфно Ca, Mg, Mn в приповерхностных зонах ила с образованием карбонатных прослоев и конкреций (табл. 4, обр. 539) [7]. Если же раздел осадок — наддонная вода не был существенным препятствием для диффундирующих бикарбонатов, то они уходили из ила и рассеивались. Таким образом, в любом из



Фиг. 3. Диаграмма коэффициентов концентрации элементов в железорудных горизонтах (*I*) по отношению к вмещающим их аргиллитам (*II*) этих случаев глинистые осадки оказывались обедненными рядом компонентов.

На поведение некоторых элементов в обогащенных ОВ отложениях не могло не оказать влияния вхождение их в сометаллоорганических соединений. став Так, например, как показано В. Е. Свенсоном и др. [26], такие элементы, как Fe, Mn, Co, Ni, Mo, Cu, Pb, Zn, V, Ag, oбразуют соединения с гуматами. Большинство этих элементов составляют группу с пониженными концентрациями в хумаринских аргиллитах. Можно предположить, что их перераспределению в осадках способствовало образование воднорастворимых металлоорганических соединений.

Для ряда элементов (Ga, Ge, Mo, Ti, Zr, Rb, Y, Nb) отмечены относительно повышенные содержания. Некоторые из них, видимо, связаны с обогащающим породу растительным ОВ, хотя из них только Ge обнаруживает тенденцию к концентрации в угольных пластах (5—7·10⁻⁴%). Формы нахождения остальных элементов од-122 нозначно определить трудно. Аргиллиты содержат алевритовую примесь, в составе которой встречаются зернышки полевых шпатов, акцессорных и рудных минералов и др. Однако алевритового материала в породах мало, и вряд ли такое его количество может повлиять на содержание элементов. Нам представляется, что алевритовая примесь первоначально была более многочисленна, но в специфических условиях плинсбахских континентальных водоемов под воздействием агрессивных иловых вод зерна минералов растворялись (следы коррозии и растворения встречаются часто). Одни компо-

ненты разрушавшихся минералов выносились в наддонную воду, другие, среди которых находились элементы рассматриваемой группы, фиксировались в осадке в сорбированном виде на глинистых частицах или ОВ либо образовывали микровыделения новых аутигенных минералов.

Грубозернистые отложения хумаринской свиты различны по происхождению: пачка конгломераты — гравелиты — песчаники рассматривается как делювиально-пролювиальные отложения, а вышележащая пачка песчаников — как аллювиальные. Соответственно породы этих пачек отличаются по геохимическому облику. Пестрое, неупорядоченное распределение элементов в пробах пачки конгломератов (см. фиг. 1) обусловлено плохой сортированностью пород. Носителями элементов Fe, Ti, Ni, Co, Cu, которые показывают эдесь иногда повышенные концентрации, являются титаномагнетит, магнетит, сфен и др., прихотливо распространенные в породе и образующие местами скопления. Неудивительно, что именно рудные элементы проявляют высокие содержания, поскольку отложения этой пачки являются непосредственными продуктами разрушения пород доюрского фундамента, содержащих полиметаллические рудопроявления и рудные минералы.

Таблица 4

Свита (слой), из которой отбирается образец	Номер образца	• OHW	Al ₃ O	Fe ,O ,	FeO	ОпМ	CaO	MgO	%	Copr	P ₃ O ₆
Хумаринская свита	539	34,21	Нет	2,21	32,12	1,02	2,12	2,73	23,65	0,46	0,24
Джигиатская свита:	182	12,20	,	3,18	40,10	0,91	2,51	7,71	32,10	Нет	2,23
нижнегижгитские	151	24,56	,	5,20	7,27	0,04	20,54	2,85	20,20	0,22	7,23
слои	155	17,50	1,48	5,19	12,97	0,09	19,49	1,79	19,45	0,19	6,90
баксанские слои	160	12,91	Her	2,39	31,44	1,41	12,86	3,55	24,75	Нет	5,46
Джорская свита	524	26,64	0,75	9,25	26,14	0,71	3,49	5,63	25,75	0,28	0,37
	536	19,47	Нет	3,66	40,95	0,68	6,46	4,67	31,90	0,27	5,33

Химический состав карбонатных конкреций, %

МНО-минеральный нерастворимый остаток.

Аллювиальные полевошпат-кварцевые песчаники хумаринской свиты гораздо лучше отсортированы. Носителями элементов в речных осадках являлись полевые шпаты и сравнительно немногочисленные акцессорные минералы. Равномерное обогащение этими минералами пород обусловило однообразный характер распределения элементов в песчаниках, что указывает на сходные в целом условия формирования всех частей пачки. Преобладание кварцевого материала в аллювиальных отложениях привело к общему низкому фону содержаний элементов.

Своеобразный характер распределения элементов в хумаринской свите определили в основном два обстоятельства: во-первых, то, что отложения толщи представляли собой в той или иной степени измененные продукты разрушения преимущественно местных пород доюрского фундамента (с повышенными содержаниями многих элементов); во-вторых, осадки (прежде всего глинистые), накопившиеся в специфических условиях и значительно обогащенные растительным ОВ, подверглись активной диагенетической переработке, в результате чего первоначальный геохимический облик отложений существенно изменился.

Переход к морским отложениям джигиатской свиты сопровождается появлением в целом упорядоченного распределения элементов в толще. Однако в нижнегижгитских слоях эта закономерность осложняется тем, что общее содержание Fe и Mn в глинистых породах несколько понижено (соответственно 2,68 и 0,02%, см. табл. 1, 2) по сравнению с «местным кларком»; в то же время в некоторых песчаниках наблюдается увеличение количества этих элементов, сопровождающееся ростом карбонатности породы. Такая картина возникла в результате постседиментационного перераспределения веществ в осадках. Как отмечалось ранее, для аргиллитов этой толщи характерно обилие сидеритовых конкреций, часто образующих значительные скопления. Хотя в настоящее время содержание Соог в глинистых породах невелико, судя по количеству аутигенного сидерита, первоначально в осадках было гораздо больше ОВ. на что, в частности, указывают остатки многочисленного растительного мелкого детрита. В диагенетическое перераспределение вещества вовлекались Fe, Mn, P и, возможно, некоторые малые элементы. Перераспределение не только сводилось к стягиванию сидерита в конкреции, но и осуществлялась также активная миграция бикарбонатов Fe (и Mn) в пласты песчаников и алевролитов, где либо возникали локальные зоны карбонатной цементации (часто в виде стяжений в приконтактовых с глиной зонах, либо (в случае малой мощности пласта) происходила его сплошная карбонатизация. В пользу того, что миграция бикарбонатов из глинистых отложений в песчаные началась еще в раннем диагенезе, говорят находки сидеритовых стяжений, образовавшихся в песках и в дальнейшем изменивших свое первоначальное положение в результате **эазмыва еще нелитифицированных осадков.** Вместе с тем следует учитывать возможность карбонатизации песчаников на более поздних стадиях литогенеза. Как показано В. Н. Холодовым [20], этот процесс в катагенезе широко распространен в песчано-глинистых толщах вследствие гидролиза рассеянных в глинах карбонатов. Однозначно решить вопрос о том, на какой стадии осуществлялась постседиментационная карбонатизация грубозернистых пород, трудно; ее, видимо, следует рассматривать как суммарный эффект диагенетической и катагенетической миграции вещества из уплотняющихся глин в песчаники.

В сидеритовых конкрециях нижнегижгитской толщи нередко встречаются кристаллы галенита и сфалерита, что указывает на подвижность Pb и Zn в диагенезе; однако их незначительное перераспределение не сказывается на общем фоне содержания элементов в породе.

Повышенное содержание Zr в песчаниках джигиатской свиты (432— 463·10⁻⁴%, см. табл. 3) связано в основном с цирконом, который является здесь одним из ведущих минералов тяжелой фракции [3]. Известно, что циркон, будучи устойчивым минералом, может концентрироваться в прибрежных песках и даже образовывать россыпи. Отмеченное повышение содержаний Zr в песчаниках подтверждает закономерность, что циркон аккумулируется в крупноалевритовых и мелкопесчанистых породах. Такое распределение элемента отмечалось и в других стратиграфических интервалах Северного Кавказа [21].

Накопление отложений джигиатской свиты в условиях активной гидродинамики водоема приводило к возникновению размывов. Течения (по всей вероятности, временные) денудировали уже накопившийся осадок, а в позднетоарское время иногда приносили гидроокисный железистый материал из начинавших размываться кор выветривания Малкинского серпентинитового массива. В результате глинисто-карбонатный цемент в конкреционных конгломератах обогащался железом, которое входило в состав оолитов либо оставалось в виде гидроокисной аморфной массы².

Геохимическая специфика седиментации в ааленское время в значительной степени определялась поступлением в осадки большого количества Fe, что влекло за собой накопление и ряда других элементов. Привнос железистого материала происходил неравномерно: периоды активной поставки Fe, когда образовывались железорудные пласты, сменялись этапами накопления глинистых осадков, незначительно обогащенных или с фоновыми содержаниями этого элемента (см. фиг. 1, 2), т. е. поступление Fe носило пульсационный характер.

3. В. Тимофеева [17], изучавшая ааленские отложения в смежном районе, расположенном к северо-западу от р. Тызыл, вслед за Н. Е. Ефремовым [8] считает, что железо поступало в водоем из разрушавшихся кор выветривания Малкинского и других серпентинитовых массивов. Однако не все исследователи придерживались этой точки зрения [1]. Мы также рассматриваем Малкинский массив как наиболее вероятный источник Fe, поскольку он сравнительно близко (в 15 км к северу) расположен от района исследования и в связи с тем, что, бесспорно, в аалене имел место размыв кор выветривания трансгрессировавшим к северу морем.

² Не исключено, что частично гидроокислы Fe образовывались в результате окисления сидеритовых стяжений, вымытых из осадка и еще окончательно не окаменевших.

Гидроокисный парагенез железистых минералов (гидрогётит-гётитгематитовый), как справедливо заметила З. В. Тимофеева, является вторичным [17]. Первоначально оолиты были в основном шамозитового состава. Выше отмечалось брекчиевидное строение железорудных пластов, неравномерное распределение в них оолитов, включений перемытых конкреций, свидетельствующих о накоплении этих отложений в условиях активной гидродинамики, сопровождавшихся перемывами. Нам представляется, что формирование оолитов, очевидно, происходило не непосредственно на месте их захоронения, а в областях, более приближенных к источнику Fe. В дальнейшем течениями, а скорее всего относительно кратковременными потоками оолиты и продукты разрушения переотлагались. В процессе перемыва образовывались агрегаты из нескольких оолитов, окруженных одной оболочкой: одновременно происходило окисление минералов, возникших в восстановительных условиях осадка. На перемыв оолитов указывают также их фрагменты, обломки, нередко встречаемые в аргиллитах. Лишь в единичных слоях отмечаются шамозитовые оолиты хорошей сохранности, возникшие in situ. То, что в разрезе встречаются как гётитовые, так и шамозитовые оолиты, причем последние хорошей сохранности, свидетельствует об образовании гидроокисного парагенеза минералов на стадии накопления осадков, гипергенные же процессы в окислении играли подчиненную роль.

Во время транспортировки оолиты, очевидно, сорбировали некоторое количество ОВ, которое обусловило в железорудных пластах течение диагенетических процессов: в осадке, богатом Fe, возникал пирит, замещавший отдельные оолиты или образовывавший самостоятельные выделения. Растворение многочисленных остатков карбонатных раковинок, а также появление в осадке Fe²⁺ привело к развитию сидерит-кальцитового цемента.

С захороняющимся OB, обильным биогенным детритом, а в основном, видимо, в сорбированном виде с гидроокисными соединениями Fe в осадок поступал фосфор, содержание которого в железорудных пластах (особенно с карбонатным цементом) превышает концентрации в аргиллитах примерно в 5 раз. Марганец в рудных пластах на порядок больше, чем в глинистых породах; распределение его практически схоже с распределением железа.

Достаточно близким современным аналогом ааленских железистых отложений могут служить богатые Fe осадки внешнего континентального шельфа восточного побережья Австралии, описанные Дж. Ф. Маршаллом [24]. Этот автор также отмечает обогащение железистых осадков Mn и P, причем накопление последнего не связывает с апвеллингом. Оолиты сложены шамозитом и преимущественно гётитом, который, как и в нашем случае, по мнению Дж. Ф. Маршалла, возник в результате окисления шамозита.

Как видно из фиг. 2 и 3, накопление Fe сопровождалось увеличением содержания в железорудных горизонтах V и Co. Причем V обнаруживает хорошую корреляцию с Fe — кривые их распределения во многом повторяют друг друга. В то же время Co, хотя и концентрируется в этих горизонтах, но в меньшей степени следует за флуктуациями содержаний Fe. Остальные элементы в железорудных пластах накапливаются незначительно (Ni, Cu) или остаются на том же уровне, что и в аргиллитах (Pb, Ti, Cr), а для Ga отмечается рассеяние.

3. В. Тимофеева [17] указывала, что в разрезе аалена плато Бечасын с увеличением железистости пород происходил рост содержаний Ni, Cr и V, а содержание Co и Cu не зависело от этого фактора. Накопление в рудах Ni и Cr связывалось с первоначально высокими концентрациями этих элементов в корах выветривания малкинских серпентинитов, а низкие содержания Co (элемента, так же характерного для массива) объяснялись его рассеянием в процессе миграции осадочного материала. Таким образом, в Бечасынском и Тызыльском разрезах наблюдаются разные тенденции в накоплении Ni, Cr и Co. Вместе с тем некоторые различия в геохимических особенностях железорудных горизонтов, несмотря на относительно небольшое (30—35 км) расстояние между разрезами, вполне объяснимы. По нашему мнению, это связано прежде всего со сложной судьбой железистого материала, который от момента разрушения коры выветривания до его окончательного захоронения претерпел различные трансформации: образование в слабовосстановительных условиях из гидроокислов Fe шамозитовых оолитов, перемыв и окисление, повторное захоронение, диагенетические преобразования и т. п.

Что касается V, то этот элемент в обоих случаях показывает четкую тенденцию к накоплению вместе с Fe. По нашим данным, V обогащает пласты с железистыми оолитами во многих местах, в том числе и в дагестанских разрезах. Известно, что гидроокислы Fe активно сорбируют V из морской воды [19], что и следует считать основной причиной обогащения этим элементом железорудных горизонтов.

По сравнению с вмещающими аргиллитами в оолитсодержащих пластах в 1,5—2 раза увеличивается содержание Се (соответственно 40— 60 и 90—120·10⁻⁴%), что отмечалось для аналогичных горизонтов и других районов Северного Кавказа [18]. Поскольку в разрезе Се концентрируется только в этих пластах, очевидно, следует связывать его поступление в осадок также с гидроокисными соединениями Fe.

Глинистые породы, вмещающие оолитовые пласты, близки по содержанию элементов к морским аргиллитам остальной части разреза, за исключением несколько повышенных концентраций Fe (5,59%, см. табл. 1). В глинистых осадках в диагенезе осуществлялось активное конкрециеобразование, в результате чего возникли многочисленные стяжения смешанного сидерит-кальцитового состава с повышенным содержанием Р (см. табл. 4). Фосфор поступал в осадки вместе с OB, а также дополнительными порциями Fe, и первоначальное его содержание, очевидно, несколько превышало кларковый уровень.

Как показывают исследования современных осадков, десорбция Р происходит при смене окислительных условий восстановительными; обогащение иловых вод этим элементом идет также за счет распада ОВ [2]. Аналогичная картина существовала, очевидно, и в осадках ааленского водоема: при этом на ранних этапах диагенеза Р вместе с карбонатами стягивался в конкреции. По сравнению с вмещающими аргиллитами в конкрециях фосфор концентрируется в несколько десятков раз. На плато Бечасын в ааленских аргиллитах содержание Fe выше, соответственно в осадках изначально присутствовало больше Р, который сильнее обогатил и конкреции (Р до 14%). Стяжения, образовавшиеся в осадках ааленского водоема, выделяются в разрезе нижне- и среднеюрских отложений повышенной известковистостью (см. табл. 4). Карбонатность же аргиллитов баксанских слоев, как и на других стратиграфических интервалах, низкая. Однако первоначально в осадках, видимо, присутствовало больше рассеянного биогенного карбоната, который в диагенезе растворился и стянулся в конкреции.

В байосское время трансгрессия отодвинула береговую линию далеко на север и образование отложений джорской свиты происходило в более мористых условиях. Равномерное и относительно спокойное накопление глинистых и алевритисто-глинистых осадков лишь изредка прерывалось поставкой мелкозернистого песчаного материала, слагавшего отдельные пласты и пачки. Такие условия седиментации обусловили довольно равномерное распределение всех изученных элементов. В относительно глубоководной части шельфа перемешивание осадков илоедами и волнением проявилось в меньшей степени и ОВ «сгорало» не так активно, как в глинах джигиатской свиты. В результате байосбатские отложения содержат несколько больше Сорг, чем тоар-ааленские; с этим, видимо, связано нехоторое увеличение количества Мо.

В илах байосского водоема диагенетические процессы протекали с умеренной интенсивностью: на ранних стадиях диагенеза образовался пирит, затем сидерит (см. табл. 4, обр. 524, 536), в дальнейшем в частично уплотненных осадках местами возникали крупные известковые лин-
зы — некоторые с текстурой cone-in-cone, заключающие в себе все другие аутигенные новообразования. Как и в нижнегижгитских слоях, миграция бикарбонатов Са, Fe и Mn из глин в маломощные пласты песчаников, обусловила развитие в них кальцит-сидеритового цемента; одновременно песчаники обогащались Мо, входившим в качестве изоморфной примеси в карбонаты. Остальные элементы распределяются в аргиллитах и песчаниках упорядоченно.

Образование в батское время континентальной, местами угленосной, свиты Сарыдюз завершало среднеюрский этап осадконакопления. Обогащенность отложений свиты остатками реакционноспособного растительного ОВ обусловило развитие интенсивных диагенетических процессов: в алевролитах и песчаниках возникли многочисленные сидеритовые стяжения, что придало пластам полосчатый облик. В алевролитах с линзочками углистого вещества образовывались сульфиды Fe, Pb и Zn, которые концентрировались в виде частых стяжений в тонком (0,1 м) прослое песчаника, похожем на сульфидоносный песчаный слой в угленосных аргиллитах хумаринской свиты. Диагенетическое перераспределение вещества, и в частности, участие в этом процессе таких элементов, как Fe, Ca, Mn, Pb, Zn, в значительной степени определило современный геохимический облик отложений.

*

В разрезе нижне- и среднеюрских отложений на общем фоне особенно четко выделяются два интервала: это аргиллиты хумаринской свиты и часть баксанских слоев с горизонтами железистых оолитов. В обоих случаях содержания ряда элементов в породах существенно отличаются от кларковых. Фациальные условия при формировании геохимического облика этих отложений играли неравноценную роль. Как было показано, хумаринские аргиллиты образовались в специфической обстановке осадконакопления и под воздействием интенсивных постседиментационных преобразований. Здесь фациальные условия явились решающим фактором в создании литолого-геохимических особенностей отложений.

В аалене на протяжении всего периода накопления баксанских слоев существовала в целом сходная обстановка седиментации, характеризовавшаяся, конечно, своими индивидуальными чертами. Однако на некотором этапе однообразность осадконакопления глинистой толщи была внезапно нарушена действием сравнительно краткосрочного, но мощного фактора — поставкой железистого материала из разрушавшихся кор выветривания. Причем геохимический облик железорудных горизонтов носил как унаследованный характер, возникший еще в корах, так и приобретенный во время переноса материала в водоеме (сорбция V, Р и, видимо, частичная потеря Ni, Cr); второстепенное значение в распределении элементов имели диагенетические процессы. В последующем продолжалось накопление тех же глинистых илов, предшествовавшее «железорудному периоду». Как видим, в этом случае фациальные условия района осадконахопления в формировании геохимического облика толщи играли подчиненную роль.

Сравнение по разрезу глинистых отложений показывает, что в целом однообразное содержание элементов в морских аргиллитах джигиатской и джорской свит сменяется в породах хумаринской свиты пониженными концентрациями Fe, Mn, P (вплоть до исчезновения), Ni, Co, Zn, Cu, Ca, Na, CO₂ (карб), и, напротив, повышенными C_{opr}, Ti, V, Ge, Ga, Mo, Zr, Rb, Nb. Такая геохимическая специфика аргиллитов, с одной стороны, характеризует особенности регионального осадконакопления, а с другой — отражает общие закономерности распределения элементов в однотипных породах. Интересные данные приведены в работе Г. А. Туртло [27], изучившем распределение элементов (в несколько ином наборе, чем у нас) в меловых морских и неморских отложениях центральной чазонтов, несмотря на относительно небольшое (30—35 км) расстояние между разрезами, вполне объяснимы. По нашему мнению, это связано прежде всего со сложной судьбой железистого материала, который от момента разрушения коры выветривания до его окончательного захоронения претерпел различные трансформации: образование в слабовосстановительных условиях из гидроокислов Fe шамозитовых оолитов, перемыв и окисление, повторное захоронение, диагенетические преобразования и т. п.

Что касается V, то этот элемент в обоих случаях показывает четкую тенденцию к накоплению вместе с Fe. По нашим данным, V обогащает пласты с железистыми оолитами во многих местах, в том числе и в дагестанских разрезах. Известно, что гидроокислы Fe активно сорбируют V из морской воды [19], что и следует считать основной причиной обогащения этим элементом железорудных горизонтов.

По сравнению с вмещающими аргиллитами в оолитсодержащих пластах в 1,5—2 раза увеличивается содержание Се (соответственно 40— 60 и 90—120·10⁻⁴%), что отмечалось для аналогичных горизонтов и других районов Северного Кавказа [18]. Поскольку в разрезе Се концентрируется только в этих пластах, очевидно, следует связывать его поступление в осадок также с гидроокисными соединениями Fe.

Глинистые породы, вмещающие оолитовые пласты, близки по содержанию элементов к морским аргиллитам остальной части разреза, за исключением несколько повышенных концентраций Fe (5,59%, см. табл. 1). В глинистых осадках в диагенезе осуществлялось активное конкрециеобразование, в результате чего возникли многочисленные стяжения смешанного сидерит-кальцитового состава с повышенным содержанием Р (см. табл. 4). Фосфор поступал в осадки вместе с OB, а также дополнительными порциями Fe, и первоначальное его содержание, очевидно, несколько превышало кларковый уровень.

Как показывают исследования современных осадков, десорбция Р происходит при смене окислительных условий восстановительными; обогащение иловых вод этим элементом идет также за счет распада ОВ [2]. Аналогичная картина существовала, очевидно, и в осадках ааленского водоема: при этом на ранних этапах диагенеза Р вместе с карбонатами стягивался в конкреции. По сравнению с вмещающими аргиллитами в конкрециях фосфор концентрируется в несколько десятков раз. На плато Бечасын в ааленских аргиллитах содержание Fe выше, соответственно в осадках изначально присутствовало больше Р, который сильнее обогатил и конкреции (Р до 14%). Стяжения, образовавшиеся в осадках ааленского водоема, выделяются в разрезе нижне- и среднеюрских отложений повышенной известковистостью (см. табл. 4). Карбонатность же аргиллитов баксанских слоев, как и на других стратиграфических интервалах, низкая. Однако первоначально в осадках, видимо, присутствовало больше рассеянного биогенного карбоната, который в диагенезе растворился и стянулся в конкреции.

В байосское время трансгрессия отодвинула береговую линию далеко на север и образование отложений джорской свиты происходило в более мористых условиях. Равномерное и относительно спокойное накопление глинистых и алевритисто-глинистых осадков лишь изредка прерывалось поставкой мелкозернистого песчаного материала, слагавшего отдельные пласты и пачки. Такие условия седиментации обусловили довольно равномерное распределение всех изученных элементов. В относительно глубоководной части шельфа перемешивание осадков илоедами и волнением проявилось в меньшей степени и ОВ «сгорало» не так активно, как в глинах джигиатской свиты. В результате байосбатские отложения содержат несколько больше Сорг, чем тоар-ааленские; с этим, видимо, связано нехоторое увеличение количества Мо.

В илах байосского водоема диагенетические процессы протекали с умеренной интенсивностью: на ранних стадиях диагенеза образовался пирит, затем сидерит (см. табл. 4, обр. 524, 536), в дальнейшем в частично уплотненных осадках местами возникали крупные известковые линзы — некоторые с текстурой cone-in-cone, заключающие в себе все другие аутигенные новообразования. Как и в нижнегижгитских слоях, миграция бикарбонатов Са, Fe и Mn из глин в маломощные пласты песчаников, обусловила развитие в них кальцит-сидеритового цемента; одновременно песчаники обогащались Мо, входившим в качестве изоморфной примеси в карбонаты. Остальные элементы распределяются в аргиллитах и песчаниках упорядоченно.

Образование в батское время континентальной, местами угленосной, свиты Сарыдюз завершало среднеюрский этап осадконакопления. Обогащенность отложений свиты остатками реакционноспособного растительного ОВ обусловило развитие интенсивных диагенетических процессов: в алевролитах и песчаниках возникли многочисленные сидеритовые стяжения, что придало пластам полосчатый облик. В алевролитах с линзочками углистого вещества образовывались сульфиды Fe, Pb и Zn, которые концентрировались в виде частых стяжений в тонком (0,1 м) прослое песчаника, похожем на сульфидоносный песчаный слой в угленосных аргиллитах хумаринской свиты. Диагенетическое перераспределение вещества, и в частности, участие в этом процессе таких элементов, как Fe, Ca, Mn, Pb, Zn, в значительной степени определило современный геохимический облик отложений.

*

В разрезе нижне- и среднеюрских отложений на общем фоне особенно четко выделяются два интервала: это аргиллиты хумаринской свиты и часть баксанских слоев с горизонтами железистых оолитов. В обоих случаях содержания ряда элементов в породах существенно отличаются от кларковых. Фациальные условия при формировании геохимического облика этих отложений играли неравноценную роль. Как было показано, хумаринские аргиллиты образовались в специфической обстановке осадконакопления и под воздействием интенсивных постседиментационных преобразований. Здесь фациальные условия явились решающим фактором в создании литолого-геохимических особенностей отложений.

В аалене на протяжении всего периода накопления баксанских слоев существовала в целом сходная обстановка седиментации, характеризовавшаяся, конечно, своими индивидуальными чертами. Однако на некотором этапе однообразность осадконакопления глинистой толщи была внезапно нарушена действием сравнительно краткосрочного, но мощного фактора — поставкой железистого материала из разрушавшихся кор выветривания. Причем геохимический облик железорудных горизонтов носил как унаследованный характер, возникший еще в корах, так и приобретенный во время переноса материала в водоеме (сорбция V, Р и, видимо, частичная потеря Ni, Cr); второстепенное значение в распределении элементов имели диагенетические процессы. В последующем продолжалось накопление тех же глинистых илов, предшествовавшее «железорудному периоду». Как видим, в этом случае фациальные условия района осадконахопления в формировании геохимического облика толщи играли подчиненную роль.

Сравнение по разрезу глинистых отложений показывает, что в целом однообразное содержание элементов в морских аргиллитах джигиатской и джорской свит сменяется в породах хумаринской свиты пониженными концентрациями Fe, Mn, P (вплоть до исчезновения), Ni, Co, Zn, Cu, Ca, Na, CO₂ (карб), и, напротив, повышенными C_{opr}, Ti, V, Ge, Ga, Mo, Zr, Rb, Nb. Такая геохимическая специфика аргиллитов, с одной стороны, характеризует особенности регионального осадконакопления, а с другой — отражает общие закономерности распределения элементов в однотипных породах. Интересные данные приведены в работе Г. А. Туртло [27], изучившем распределение элементов (в несколько ином наборе, чем у нас) в меловых морских и неморских отложениях центральной чазонтов, несмотря на относительно небольшое (30—35 км) расстояние между разрезами, вполне объяснимы. По нашему мнению, это связано прежде всего со сложной судьбой железистого материала, который от момента разрушения коры выветривания до его окончательного захоронения претерпел различные трансформации: образование в слабовосстановительных условиях из гидроокислов Fe шамозитовых оолитов, перемыв и окисление, повторное захоронение, диагенетические преобразования и т. п.

Что касается V, то этот элемент в обоих случаях показывает четкую тенденцию к накоплению вместе с Fe. По нашим данным, V обогащает пласты с железистыми оолитами во многих местах, в том числе и в дагестанских разрезах. Известно, что гидроокислы Fe активно сорбируют V из морской воды [19], что и следует считать основной причиной обогащения этим элементом железорудных горизонтов.

По сравнению с вмещающими аргиллитами в оолитсодержащих пластах в 1,5—2 раза увеличивается содержание Се (соответственно 40— 60 и 90—120·10⁻⁴%), что отмечалось для аналогичных горизонтов и других районов Северного Кавказа [18]. Поскольку в разрезе Се концентрируется только в этих пластах, очевидно, следует связывать его поступление в осадок также с гидроокисными соединениями Fe.

Глинистые породы, вмещающие оолитовые пласты, близки по содержанию элементов к морским аргиллитам остальной части разреза, за исключением несколько повышенных концентраций Fe (5,59%, см. табл. 1). В глинистых осадках в диагенезе осуществлялось активное конкрециеобразование, в результате чего возникли многочисленные стяжения смешанного сидерит-кальцитового состава с повышенным содержанием P (см. табл. 4). Фосфор поступал в осадки вместе с OB, а также дополнительными порциями Fe, и первоначальное его содержание, очевидно, несколько превышало кларковый уровень.

Как показывают исследования современных осадков, десорбция Р происходит при смене окислительных условий восстановительными; обогащение иловых вод этим элементом идет также за счет распада ОВ [2]. Аналогичная картина существовала, очевидно, и в осадках ааленского водоема: при этом на ранних этапах диагенеза Р вместе с карбонатами стягивался в конкреции. По сравнению с вмещающими аргиллитами в конкрециях фосфор концентрируется в несколько десятков раз. На плато Бечасын в ааленских аргиллитах содержание Fe выше, соответственно в осадках изначально присутствовало больше Р, который сильнее обогатил и конкреции (Р до 14%). Стяжения, образовавшиеся в осадках ааленского водоема, выделяются в разрезе нижне- и среднеюрских отложений повышенной известковистостью (см. табл. 4). Карбонатность же аргиллитов баксанских слоев, как и на других стратиграфических интервалах, низкая. Однако первоначально в осадках, видимо, присутствовало больше рассеянного биогенного карбоната, который в диагенезе растворился и стянулся в конкреции.

В байосское время трансгрессия отодвинула береговую линию далеко на север и образование отложений джорской свиты происходило в более мористых условиях. Равномерное и относительно спокойное накопление глинистых и алевритисто-глинистых осадков лишь изредка прерывалось поставкой мелкозернистого песчаного материала, слагавшего отдельные пласты и пачки. Такие условия седиментации обусловили довольно равномерное распределение всех изученных элементов. В относительно глубоководной части шельфа перемешивание осадков илоедами и волнением проявилось в меньшей степени и ОВ «сгорало» не так активно, как в глинах джигиатской свиты. В результате байосбатские отложения содержат несколько больше Сорг, чем тоар-ааленские; с этим, видимо, связано нехоторое увеличение количества Мо.

В илах байосского водоема диагенетические процессы протекали с умеренной интенсивностью: на ранних стадиях диагенеза образовался пирит, затем сидерит (см. табл. 4, обр. 524, 536), в дальнейшем в частично уплотненных осадках местами возникали крупные известковые линзы — некоторые с текстурой cone-in-cone, заключающие в себе все другие аутигенные новообразования. Как и в нижнегижгитских слоях, миграция бикарбонатов Са, Fe и Mn из глин в маломощные пласты песчаников, обусловила развитие в них кальцит-сидеритового цемента; одновременно песчаники обогащались Мо, входившим в качестве изоморфной примеси в карбонаты. Остальные элементы распределяются в аргиллитах и песчаниках упорядоченно.

Образование в батское время континентальной, местами угленосной, свиты Сарыдюз завершало среднеюрский этап осадконакопления. Обогащенность отложений свиты остатками реакционноспособного растительного ОВ обусловило развитие интенсивных диагенетических процессов: в алевролитах и песчаниках возникли многочисленные сидеритовые стяжения, что придало пластам полосчатый облик. В алевролитах с линзочками углистого вещества образовывались сульфиды Fe, Pb и Zn, которые концентрировались в виде частых стяжений в тонком (0,1 м) прослое песчаника, похожем на сульфидоносный песчаный слой в угленосных аргиллитах хумаринской свиты. Диагенетическое перераспределение вещества, и в частности, участие в этом процессе таких элементов, как Fe, Ca, Mn, Pb, Zn, в значительной степени определило современный геохимический облик отложений.

* *

В разрезе нижне- и среднеюрских отложений на общем фоне особенно четко выделяются два интервала: это аргиллиты хумаринской свиты и часть баксанских слоев с горизонтами железистых оолитов. В обоих случаях содержания ряда элементов в породах существенно отличаются от кларковых. Фациальные условия при формировании геохимического облика этих отложений играли неравноценную роль. Как было показано, хумаринские аргиллиты образовались в специфической обстановке осадконакопления и под воздействием интенсивных постседиментационных преобразований. Здесь фациальные условия явились решающим фактором в создании литолого-геохимических особенностей отложений.

В аалене на протяжении всего периода накопления баксанских слоев существовала в целом сходная обстановка седиментации, характеризовавшаяся, конечно, своими индивидуальными чертами. Однако на некотором этапе однообразность осадконакопления глинистой толщи была внезапно нарушена действием сравнительно краткосрочного, но мощного фактора — поставкой железистого материала из разрушавшихся кор выветривания. Причем геохимический облик железорудных горизонтов носил как унаследованный характер, возникший еще в корах, так и приобретенный во время переноса материала в водоеме (сорбция V, Р и, видимо, частичная потеря Ni, Cr); второстепенное значение в распределении элементов имели диагенетические процессы. В последующем продолжалось накопление тех же глинистых илов, предшествовавшее «железорудному периоду». Как видим, в этом случае фациальные условия района осадконахопления в формировании геохимического облика толщи играли подчиненную роль.

Сравнение по разрезу глинистых отложений показывает, что в целом однообразное содержание элементов в морских аргиллитах джигиатской и джорской свит сменяется в породах хумаринской свиты пониженными концентрациями Fe, Mn, P (вплоть до исчезновения), Ni, Co, Zn, Cu, Ca, Na, CO₂ (карб), и, напротив, повышенными C_{opr}, Ti, V, Ge, Ga, Mo, Zr, Rb, Nb. Такая геохимическая специфика аргиллитов, с одной стороны, характеризует особенности регионального осадконакопления, а с другой — отражает общие закономерности распределения элементов в однотипных породах. Интересные данные приведены в работе Г. А. Туртло [27], изучившем распределение элементов (в несколько ином наборе, чем у нас) в меловых морских и неморских отложениях центральной части Северной Америки; причем континентальные аргиллиты подразделялись им на безуглеродистые ($C_{opr} < 1\%$, среднее 0,2%) и углеродистые (C_{opr} до 17%, среднее 2,13%), морские аргиллиты — на прибрежные (C_{opr} 0,6%) и открытого моря (C_{opr} 1,4%). Приводимые Г. А. Туртло данные показывают, что по сравнению со всеми другими отложениями в углеродистых континентальных аргиллитах понижается содержание Ni, Co, Zn, Cu, V и Cr и, наоборот, отчетливо увеличиваются концентрации Zr и незначительно Pb. Как видим, поведение таких элементов, как Ni, Co, Zn, Cu, Zr, аналогично отмеченному нами и, по всей вероятности, обусловлено сходством особенностей осадко- и породообразования в континентальных осадках с высоким содержанием растительного OB.

Некоторые сходные черты обнаруживаются и в распределении элементов в намюрских морских и континентальных черных сланцах Англии, изученных Д. А. Спеарсом и М. А. Амином [25]: в морских сланцах наблюдается увеличение содержания Ni, Zn, Cu, Pb, V, а в континентальных — Zr и Mn (последний за счет сидерита) при сравнительно одинаковых концентрациях Co, Cr, Rb, Y. Обращает на себя внимание постоянная приуроченность Zr к континентальным черным аргиллитам.

В. Н. Холодовым и Р. И. Недумовым [22] детально изучена геохимия среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья, образовавшихся в водоеме, представлявшем собой предгорный прогиб. Однако содержания элементов в глинистых породах этой толщи и в морских аргиллитах Тызыльского разреза различаются незначительно. Только в среднемиоценовых отложениях существуют горизонты черных глин, интенсивно обогащенных ОВ, сопоставимых по количеству Сорг с плинсбахскими аргиллитами. Тем не менее черные глины по содержанию элементов ближе к морским юрским аргиллитам. Таким образом, даже у схожих по такому параметру, как количественное (не качественное) содержание ОВ отложений, но накопившихся в резко различных фациальных условиях, обнаруживается гораздо меньше общих черт, чем у отложений, образовавшихся в морских обстановках, хотя и существенно разных по количеству Сорг.

Низкие содержания ряда элементов (Fe, Mn и др.) в озерно-болотных отложениях обусловлены прежде всего перераспределением и удалением их в условиях кислой среды из осадков, с извлечением даже из силикатных и других минералов. В морских отложениях, в которых по аналогии с современными осадками значения рН редко опускались ниже 7, не происходило такого активного разрушения терригенных минералов. В диагенетическое перераспределение вовлекались в основном элементы, сорбированные на поверхности глинистых частиц, ОВ и присутствовавшие в осадках в виде гидроокисных соединений. Протекавшая в илах морского водоема сульфатредукция обуславливала образование малоподвижных сульфидов, фиксировавших ряд элементов в осадках.

Разные условия образования отложений привели к неравномерному распределению некоторых минералов в толще. Так, континентальные аргиллиты выделяются в разрезе преимущественно каолинитовым составом, что также отмечалось многими исследователями для других районов [23, 25 и др.]. Если гнезда и линзочки сульфидных минералов в хумаринских отложениях встречаются только в угольных пластах и в залегающем поблизости от них песчаном прослое, то в джигиатских и джорских породах мелкие сгустки и стяжения сульфидов (в основном пирита) распространены весьма широко. Сидерит выступает как полифациальный минерал, встречающийся практически во всех типах отложений.

Характер распределения элементов в песчаных породах, как и в глинистых, не остается постоянным в разрезе. Грубозернистым породам хумаринской свиты присуще неупорядоченное распределение элементов, т. е. в одних пробах их содержание выше, чем в глинистых породах, в других — ниже. Такое распределение вообще типично для плохосортированных континентальных отложений [15]. Для джигиатской и джорской свит в целом характерен упорядоченный тип распределения эле-

ментов. Однако эта картина иногда нарушается по двум причинам. Вопервых, постседиментационная миграция из глин в песчаники бикарбонатов Fe, Mn, Ca и одновременно Р обусловила повышение содержания этих элементов. Во-вторых, широкое распространение в мелкозернистых песчаниках джигиатской свиты циркона привело к более чем двукратному увеличению количества Zr по сравнению с аргиллитами; в песчаниках концентрируется также и Сг, которого примерно столько же или лаже больше, чем в аргиллитах.

Относительно небольшая мощность разреза J₁₋₂, присутствие в нем отложений, накопившихся в различных фациальных обстановках суши и морского шельфа и характеризующихся своеобразием геохимического облика, заметно отличают нижнесреднеюрский разрез Лабино-Малкинской зоны Центрального Кавказа от мощных и монотонных песчаноглинистых толщ, образовавшихся южнее — на северном борту юрской геосинклинали.

Литература

- 1. Андронов С. М., Ильина Н. С. О юрских железорудных горизонтах Северного Кавказа.— Сов. геология, 1941, № 3, с. 49—60.
- 2. Батурин Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
- 3. Безбородов Р. С. Литология верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа в связи с перспективами их нефтегазоносно-
- сти. В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1961, с. 107—254. (Тр. КЮГЭ, вып. 6) 4. Безносов Н. В., Казакова В. П., Леонов Ю. Г., Паков Д. И. Стратиграфия нижне-и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа. В кн.: Мате-риалы по геологии газоносных районов СССР. М.: Гостоптехиздат, 1960, с. 109— 10. (Тр. В.ШИКГА, алия 10. (19). 191. (Тр. ВНИИГАЗ, вып. 10 (18)). 5. Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. О постседиментационных изменениях глинистых
- минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды.— Литология и по-
- лез. ископаемые, 1969, № 5, с. 151—154. 6. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- 7. Гаврилов Ю. О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях. Тр. ГИН АН СССР, 1982, вып. 364. 100 с.
- Ефремов Н. Е. К генезису железорудных месторождений Керченского и Таманского полуостровов. Сов. геология, 1938, № 5, с. 74—91.
 Карасев К. К., Макаров В. Н. Условия формирования стратиформного полиметал-
- лического оруденения на примере Центрального Кавказа. В кн.: Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси: Сабчота Сакартвело,
- 1979, с. 72—83. (Тр. КИМС, вып. XXI (14)). 10. Кахадзе И. Р., Цагарели А. Л., Нуцубидзе К. Ш., Зсаешвили В. И. Геологическое строение полосы угленосных отложений между бассейнами рек Баксана и Урупа. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1960. 140 с. 11. Лукашев К. И., Ковалев В. А., Жуковицкая А. Л. и др. Геохимия озерно-болотного
- литогенеза. Минск: Наука и техника, 1971. 282 с.
- 12. Оробей В. И. Геология Тызыльского полиметаллического месторождения. Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1959, вып. IX, с. 42—69. 13. Панов Д. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеаль-
- пийском этапе развития. В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976, c. 154-207.
- 14. Панов Д. И., Леонов Ю. Г. Основные вопросы стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений междуречья Кубани и Баксана.— В кн.: Материалы по геологии газо-носных районов СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1959, с. 59—87. (Тр. ВНИИГАЗ, вып. 7 (15)).
- Страхов Н. М., Глаголева М. А., Залманзон Э. С. Очерки геохимии верхнепалеозой-ских отложений гумидного типа.— Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 23. 223 с.
 Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Фации и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба.— Литология и полез. ископаемые, 1972, № 3, с. 48—75. 17. Тимофеева З. В. Некоторые черты литологии и геохимии железистых пород и руд
- плато Бечасын (Северный Кавказ). Литология и полез. ископаемые, 1966, № 1. c. 33—48.
- 18. Тимофеева З. В., Балашов Ю. А. Распределение редкоземельных элементов в оолитовых железных рудах Северного Кавказа.— Литология и полез. ископаемые, 1972, № 3, c. 128-135
- 19. Холодов В. Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М.: Наука, 1968. 236 с.
- 20. Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). Тр. ГИН АН СССР, 1983, вып. 372. 151 с.
- 21. Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О. О закономерностях распределения малых элемен-

тов в чокраско-караганских отложениях р. Ярыксу. — Литология и полез. ископае-

- мые, 1974, № 6, с. 103—117. 22. Холодов В. Н., Недумов Р. И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. Тр. ГИН АН СССР, 1981, вып. 358. 207 с.
- Lonnie T. P. Mineralogy and chemical comparison of marine, nonmarine, and transitional clay beds on south shore of Long Island, N. Y.-J. Sediment. Petrol., 1982, v. 52, № 2, p. 529-536.
 Marschall J. F. Geochemistry of iron-rich sediments on the outer continental shelf
- of northern New South Wales.— Marine Geol., 1983, v. 51, № 1/2, p. 163—175. 25. Spears D. A., Amin M. A. Geochemistry and mineralogy of the marine and nonmarine
- Namurian black shales from the Tansley Borehole, Derbyshire.— Sedimentology, 1981,
- v. 28, № 3, p. 407-418.
 26. Swanson V. E., Frost I. C., Rader L. F., Jr., Huffman C., Jr. Metal sorption by northwest Florida Humate. Geol. Surv. Prof. Paper., 1966, v 550-c, p. 174-177.
- 27. Tourtelot H. A. Minor element composition and organic carbon content of marine and nonmarine shales of the Late Cretaceous age in the western interior of the Uni-
- ted States.— Geochim. et cosmochim. acta, 1964, v. 28, № 10, p. 1579—1604.
 28. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of elements in some major units of the earth's crust.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, v. 72, № 2, p. 175—192.

Геологический институт АН СССР, Месква

Поступила в редакцию 16.V.1984 уДК 553.69

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПРИРОДНЫХ ЭТАЛОННЫХ МОДЕЛЕЙ ПРИ КОЛИЧЕСТВЕННОМ: ПРОГНОЗИРОВАНИИ РЕСУРСОВ КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ

КОРЕНЕВСКИЙ С. М.

На основании анализа литологических параметров каменосных формаций СССР показано, что для различных их подтипов соотношения площадей каменосных и суммарных соленосных комплексов, продуктивная калиенасыщенность их разрезов и зависимость объемов калийно-магниевых солей и каменной соли изменяются закономерно и в определенной последовательности. Приведенные литологические параметры рекомендуется использовать при количественном прогнозировании ресурсов калийно-магниевых солей.

Прогноз и поиски месторождений полезных ископаемых, в том числе и минеральных солей, имеют длительную историю. Однако, несмотря на то что наиболее доступные объекты уже в значительной мере выявлены, калийная промышленность продолжает развиваться и, следовательно, растет спрос на сырье этих месторождений. В связи с этим возникает необходимость совершенствования методики прогнозов, дополчения предметного (качественного) прогнозирования количественным.

До настоящего времени для планирования поисков месторождений минеральных солей было достаточно гидрохимических данных, иногда просто наличия соленых вод в том или ином регионе [2, 5]. По этим прогнозам, а иногда даже случайно, при проходке скважин другогоназначения было открыто немало месторождений каменной и калийных солей. Так как соляные отложения редко обнажаются на дневной поверхности, то по материалам геологической съемки могли учитываться очень немногочисленные выходы соляных пород, известные всего в нескольких районах мира.

Наряду с промышленными запасами учет прогнозных ресурсов калийных солей систематически начал осуществляться лишь в послевоенные годы. Прежде всего их стали учитывать в наиболее обстоятельно. изученных калиеносных регионах, где они рассматривались в качестве резерва для наращивания промышленных запасов. Однако и в этих регионах их определение было субъективным, так как не было единой методики. В результате прогнозные ресурсы калийных солей по одним и тем же регионам в оценке различных геологов порою значительно отличались [3].

Постепенно за последние годы начинает создаваться несложная, но более или менее единая методика подсчета ресурсов калийных солей. С учетом основных характеристик изученных частей галогенных регионов (эталонных моделей) определялись прогнозные калиеносные площади, размеры которых учитывались при подсчетах, а также средняя продуктивность галогенных формаций (средняя суммарная мощность продуктивных пластов) и поправочные коэффициенты на степень достоверности подсчета (по степени изученности региона и учету местных изменений параметров). Но в определении и этих исходных данных также продолжали существовать элементы субъективизма благодаря различиям в оценке критериев прогноза и недостаточной комплексности их учета [3]. Эти трудности еще более возрастали, когда появлялась необходимость оценивать прогнозные ресурсы минеральных солей в новых малоизученных галогенных регионах. Они сказались и при подсчете

объемов каменной и калийных солей палеозойских формаций, приведенных в монографии М. А. Жаркова [1] и еще в ряде работ. Общегеологические критерии в новых регионах в лучшем случае позволяют оценить масштаб соленакопления, объем галогенных формаций и ресурсы каменной соли. Они в какой-то мере дают возможность определить типизацию и характер структуры этих формаций. Для прогноза ресурсов калийных солей приходится использовать метод аналогий, сопоставляя данную формацию с природными эталонными моделями.

Опыт проведенного в 1983 г. подсчета прогнозных ресурсов калийных солей в пределах деятельности различных ПГО по всей территории страны показал наличие в ряде случаев значительных расхождений в их оценке даже по соседним площадям единых галогенных формаций. Особенно контрастно это было видно по материалам подсчетов, выполненных геологами различных ПГО по кунгурской формации Прикаспийской впадины и кембрийской южного обрамления Сибирской платформы. Так, например, по Прикаспийской синеклизе, где на территории деятельности Нижневолжского ПГО за эталон была принята Эльтонская структура, а на территории Западно-Казахстанского ПГО – Индерская, перспективы калиеносности в первом случае были оценены значительно выше, чем во втором. В действительности же и размеры солянокупольных структур, и степень калиенасыщенности разреза формации (удельная продуктивность структур) в центральной части впадины, естественно, выше, чем в ее западной части. Число перспективных крупных солянокупольных структур здесь больше, чем на западе впадины, но ресурсы калийных солей почему-то подсчитаны только по семи самым крупным структурам.

В соседних Оренбургской и Актюбинской областях ресурсы полигалитовой породы этой же формации тем не менее были определены более или менее однотипно, хотя они также определялись геологами различных ПГО.

Ресурсы калийных солей крупной нижнекембрийской галогенной формации Сибири оценивались раздельно по территории деятельности ПГО «Красноярскгеология», «Иркутскгеология» и «Якутскгеология». Для них в качестве единого эталонного объекта было принято Непское месторождение, и тем не менее по этим трем прогнозным регионам имеются расхождения уровня оценки прогнозных ресурсов калийных солей. Это связано с недостаточной изученностью перспектив калиеносности прогнозируемых площадей формации и в результате — с субъективизмом в оценке габаритов залежей калийных солей и значений поправочных коэффициентов.

Естественно, что при определении прогнозных ресурсов калийных солей на различных территориях единых галогенных формаций необходимо однообразно учитывать все их усредненные характеристики. В хорошо или хотя бы частично изученных галогенных регионах при подсчете прогнозных ресурсов имеется возможность использовать опыт структурного районирования и карты литологических комплексов формаций, выявленные особенности изменения их разрезов по площади. Если проблема определения прогнозных ресурсов калийных солей частично изученных формаций более или менее ясна, то проблема эта в новых малоизученных или только прогнозируемых галогенных регионах все еще остается нерешенной. В качестве эталонов для них порой принимают формации, имеющие весьма отдаленные аналогии. Выбор эталонных объектов для новых галогенных регионов не должен проводиться субъективно и интуитивно, а должен основываться на широком разнообразии объектов. Именно с этой целью нами и был проведен анализ почти всех более или менее изученных в нашей стране калиеносных формаций (и их характеристик), которые могут быть приняты в качестве эталонных объектов для подсчета прогнозных ресурсов калийных солей.

Даже предварительный анализ изученных месторождений таких формаций позволил выявить ряд интересных и характерных (закономерных) их особенностей. Пока он касается только пластовых месторождений, но впоследствии может быть проведен и на солянокупольных. В новых галогенных регионах общегеологическими критериями определяются потенциальные масштабы галогенных формаций (площади распространения, мощности и их дифференциация, типизация формаций и др.). Эти данные позволяют точнее провести сопоставление и выбрать эталонные объекты.

Габариты галогенных формаций позволяют судить о масштабах соленакопления, а следовательно, и о потенциальной калиеносности этих формаций. Мощность калиеносных формаций часто превышает 1000 м, обычно она колеблется от 600 до 1500 м, реже достигает 2500 м [4]. На отдельных площадях крупных формаций она локально уменьшается до 300 м (таблица). Тип же калиеносных формаций определяется минеральным составом калийно-магниевых солей, а в новых регионах — по их стратиграфическому уровню и характеру вмещающих пород. Делается это с учетом того, что формации хлоридного подтипа распространены от кембрия до перми, частично и выше (в юре, мелу, неогене), сульфатно-хлоридные — в перми и сульфатные — в неогене. Формации первого подтипа подстилаются карбонатными породами, второго — терригенными и карбонатными, а третьего – преимущественно карбонатными. Определение подтипа прогнозируемой калиеносной формации является первым шагом в выборе природного эталонного объекта. Дальнейшее их уточнение проводится по сходству конкретных их характеристик, полученных при анализе изученных калиеносных формаций, основные результаты которого представлены ниже.

Так как типизация калиеносных формаций направленно изменяется на протяжении геологического времени, то их анализ мы также будем осуществлять в геохронологической последовательности от древних к более молодым. Этот фактор использован также при построении графиков характерных особенностей данных формаций.

Прежде всего рассмотрим соотношения площадей калиеносных литологических комплексов и соленосных отложений для каждой калиеносной формации (фиг. 1). Это позволит в какой-то мере корректировать прогнозируемые площади распространения калиеносных комплексов по эталонным моделям. В дальнейшем эти данные помогут определить степень устойчивости отношений объемов прогнозных ресурсов калийных солей, галогенных формаций и их калиеносных субформаций.

В Восточной Сибири в пределах Верхнеленского прогиба нижнекембрийские соленосные отложения распространены на площади около 280 тыс. км². Продуктивный калиеносный комплекс Непско-Гаженского месторождения прогнозируется на площади 25,8 тыс. км², т. е. он составляет примерно 9% от суммарного соленосного. Возможно, что здесь еще выявлены не все калиеносные площади и эти соотношения превысят 10—15%. Для всей территории Сибирской платформы М. А. Жарковым [1] они (для формации) определяются примерно в 3-4%.

Верхнефаменская галогенная формация Припятской впадины распространена на площади около 22,5 тыс. км², а площадь калиеносных литологических комплексов — примерно 15 тыс. км², что составляет 66,7%.

В нижнепермской галогенной формации Днепровско-Донецкой впадины площади распространения калиеносных литологических комплексов составляют 82,5 км², а суммарная соленосных — около 35,5 тыс. км². Площадь калиеносных комплексов по отношению к ним составляет 23,2%.

По кунгурской галогенной формации в Соликамской впадине эти соотношения составляют 23,3%, а в Верхнепечорской впадине, где, правда, распространение калиеносного комплекса в значительной мере интерполируется, достигает 31,7%. Последняя цифра, возможно, несколько завышена, причем продуктивной является лишь часть площади.

В цехштейновой галогенной формации советской Прибалтики калиеносный литологический комплекс прогнозируется на площади около

Основные характеристики природных эталонных моделей, используемых для количественного прогнозирования ресурсов калийных солей

	Геологи-		Плошадь литологического комплекса, тыс. км ³		Соотноше- ние площа- дей калие- носных и	Сум⊻арные ∧ошности	Продуктиеная калиена- сыщенность разреза, %		Объемы		Соотношения объемов К-Мg-солей и камен- ной соли, %	
природные кодели (калиеносные форуации)	ческий возраст	Подтип фор⊻ации	соленосного	калиенос- ного	соленосных литологи- ческих комплексов, %	соленосных формаций, м	калиеносные субформа- ции	галогенные формации	каменной соли, тыс. км ^а	К—Мg- солей, км ^в	калиеносные субформа- ции	галогенные формации
Предкарпатские: Голынская, Верхневоротыщенская, Нижневоротыщенская	N » »	Сульфатный » »	2,14 1,08 2,30	0,055 0,080 0,182	2,6 7,4 7,9	300—600 500—1000 450—900	5,7- 6- 7-	-6,5 -7 -8	0,64 0,55 1,0	1,7 1,8 2,4	0, 0, 0,	26 33 24
Гаурдакская	J ₃	Хлоридный	190,0	72,0	37,0	400	0,9-2,0	0,451,0	70,0	22,5	0,	032
Прибалтийская Верхнекамская Верхнепечорская Днепровско-Донецкая	P ₂ z ₁₋₂ P ₁ kg P ₁ kg P ₁	Сульфатно-хлоридный Хлоридный » Сульфатно-хлоридный	8,77 13,7 7,9 35,5	$0,6 \\ 2,75 \\ 2,5 \\ 8,25$	6,8 23,3 31,7 23,2	280 500 150 1500	3,4 4,0 3,0	1,0 2,0 1,5	1,125 5,7 1,0 5,7	6,74 32,0 2,5 4,0	0,6 0,56 0,25 0,36	0,25 0,28 0,12 0,07
Припятская	D ₃ fm	Хлоридный	22,5	15,0	66,7	1600—2300	0,6—1,25	0,4—0,8	33,75	19,4	0,095	0,055
Восточно-Сибирская: Верхнеленский прогиб, Вся формация (по дан- ным М. А. Жаркова)	е »	»·	280,0 1500—2000	25,8 60,0	9,0 3-4	400	3,5 2,0	~2,0 1,0	112,0 550,0	5,5 40,0	0,02	0,005 0,007

0,6 тыс. км², а галитосодержащий — на 8,8 тыс. км², т. е. первая от второй составляет 6,8%. Так как это краевая часть Гданьско-Калининградского бассейна, то для всей его площади это соотношение может быть несколько больше (до 10%).

На территории Средней Азии в Гаурдакской галогенной формации соленосные отложения распространены на площади 190 тыс. км², а калиеносный комплекс — на 72 тыс. км², составляя около 37% от его площади. Продуктивность калиеносного литологического комплекса установлена на площади 12,5 тыс. км² (6,5%).



Фиг. 1. Соотношения площадей калиеносных и суммарных соленосных (соляных) литокомплексов калиеносных формаций, % а — сульфатного; б — сульфатно-хлоридного; в — хлоридного. На этой и следующей фигуре точечным пунктиром показаны примерные границы подтипов приведенных формаций

В советском Предкарпатье соленосные литологические комплексы нижневоротыщенской галогенной формации распространены на площади до 2,3 тыс. км², а калиеносные суммарно составляют 0,18 тыс. км² или 7,9% от ее площади. Верхневоротыщенская галогенная формация, имеющая меньшую (около 1,1 тыс. км²) площадь распространения, включает калиеносные комплексы суммарной площадью 0,08 тыс. км², что составляет 7,4% от ее площади. Соленосные отложения голынской галогенной формации развиты на площади 2,1 тыс. км², а ее калиеносный комплекс (даже с учетом двух-трех невыявленных еще небольших калиеносных площадей) около 0,06 тыс. км² или 2,8% от ее площади. Видимо условия калиенакопления в ранне- и поздневоротыщенское время сохранялись на одном уровне, а в голынское несколько ухудшились.

Анализ величин процентных соотношений площадей распространения калиеносных литологических комплексов и суммарно соленосных отложений показывает, что они более значительны для калиеносных формаций хлоридного подтипа (D₃, P₁kg, J₃), самые минимальные -для формаций сульфатного подтипа (Предкарпатье) и промежуточные — для формаций сульфатно-хлоридного подтипа (см. фиг. 1). Знаменательно, что калиеносные формации с самыми высокими этими показателями часто обладают крупными ресурсами сильвинитов, иногда также и карналлитовой породы (Припятская верхнефаменская, Верхнекамская и Гаурдакская формации, для которых эти величины соответственно составляют 66,7, 23,3 и 37,0%). Несоответствие этих показателей для Верхнепечорской (31,7%) и нижнепермской Днепровско-Донецкой (23,2%) калиеносных формаций с их ресурсами калийных солей, вероятно, объясняется тем, что продуктивны у них значительно меньшие площади калиеносных литологических комплексов, чем для указанных выше формаций.

Высоки эти показатели и для калиеносных формаций: среднекаменноугольной Парадокс (США), нижнепермской Прикаспийской впадины и Южного Предуралья, верхнепермской Кастильской (США). По характеристикам, приведенным М. А. Жарковым [1], они составляют соответственно около 60, 50 и 70%. Следует отметить, что две пермские

8*

формации принадлежат к сульфатно-хлоридному подтипу, что несколько не соответствует указанной выше последовательности изменения порядка этих цифр.

Важным фактом представляется выявление степени калиенасыщенности разрезов калиеносных формаций различных подтипов, т. е. соотношения мощностей этих формаций, их калиеносных субформаций, суммарных мощностей калиеносных зон и продуктивных залежей. Процентное соотношение мощностей калиеносных зон и формаций (субформаций) названо нами относительной их калиенасыщенностью, а продуктивных залежей и формаций — их продуктивной калиенасыщенностью (фиг. 2).



Фиг. 2. Продуктивная калиенасыщенность разрезов калиеносных формаций (1) и субформаций (2), %. Условные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 3. График зависимости объемов продуктивных калийно-магниевых солей и каменной соли (галитовых пород) в калиеносных формациях (1) и субформациях (2), %

В кембрийской галогенной формации (Непское месторождение) мощность продуктивной сильвинитовой залежи изменяется от 5,5 до 18,6 м, составляя в среднем 12,21 м. В расчете на мощность ангарской соляной толщи (250 м) ее продуктивная калиенасыщенность составляет 4,9%. При суммарной мощности калиеносного горизонта от 30 до 90 м (в среднем около 50 м) относительная калиенасыщенность разреза ангарской свиты на месторождении составляет 20%, а ко всему разрезу кембрийской галогенной формации — 3,5%; продуктивная калиенасыщенность этой формации по сильвиниту — приблизительно 1%, а вместе с карналлитовой породой — 2%.

В Припятской впадине на Старобинском месторождении имеются два продуктивных сильвинитовых пласта средней мощностью соответственно 6 и 3 м и еще один (продуктивный на части месторождения) мощностью до 3 м. Средняя суммарная мощность калиеносных горизонтов здесь составляет приблизительно 35 м, а относительная калиенасыщенность разреза калиеносной субформации (полной мощностью до 1,5 км) — 2,3%; продуктивная калиенасыщенность субформации 0,8%.

На Осмоловском участке этого региона, где суммарная мощность продуктивных пластов изменяется от 7,0 до 12,4 м, продуктивная калиенасыщенность разреза калиеносной субформации составляет 0,6-0,7%.

В восточной части Старобинской синклинальной зоны Припятской впадины (Мармовичская площадь) суммарная мощность продуктивных пластов достигает 20 м. При мощности калиеносной субформации до 1600 м ее продуктивная калиенасыщенность равна 1,25%.

На некоторых площадях нижнепермской галогенной формации Днепровско-Донецкой впадины продуктивная калиенасыщенность ее разреза достигает 2,3%, а по разрезу калиеносной субформации — до 5%. Средние величины для формаций (и субформаций) меньше и составляют соответственно приблизительно 1,5 и 3,0%. В Верхнекамской кунгурской галогенной формации, имеющей среднюю мощность калиеносной зоны от 60 до 80 м, относительная калиенасыщенность разреза составляет 18%. Продуктивные сильвинитовые залежи имеют в среднем суммарную мощность 7,1 м и составляют 1,9% разреза формации. Продуктивная ее калиенасыщенность (включая и карналлитовые породы) составляет приблизительно 4-5%.

В нижнем соляном ритме Верра цехштейновой галогенной формации советской Прибалтики ныне обнаружена продуктивная залежь хартзальца и каинитовой породы мощностью до 10 м (при мощности калиеносного горизонта до 36 м). Продуктивная калиенасыщенность этой субформации 3,4%, а по отношению ко всей формации несколько превышает 1%. В Центральной Европе, где в разрезе формации представлены две более мощные залежи калийных солей, ее продуктивная калиенасыщенность в 2—3 раза больше.

Верхнеюрская галогенная формация на Тюбегатанском месторождении включает продуктивный сильвинитовый пласт средней мощностью 5,1 м. Продуктивная калиенасыщенность разреза соляной толщи здесь приблизительно равна 0,9%. На Гаурдакском месторождении средняя суммарная мощность продуктивных сильвинитовых пластов достигает 8 м, а продуктивная калиенасыщенность разреза соляной толщи 2%. На Карлюкском месторождении она тоже составляет около 2%. В пересчете на полную мощность гаурдакской галогенной формации, включая и ее нижнюю карбонатно-сульфатную субформацию, продуктивная калиенасыщенной формации по перечисленным месторождениям будет вдвое меньше и составит от 0,45 до 1%.

В весьма своеобразных предкарпатских месторождениях преимущественно сульфатных калийно-магниевых солей из-за раздувов их залежей, наличия складчатости и дизъюнктивных нарушений не всегда удается достоверно определить первоначальные седиментационные мощности.

Нижневоротыщенская калиеносная формация на Борислав-Трускавецкой площади включает две линзообразные залежи калийно-магниевых солей первично-седиментационной мощностью не более 40—50 м. При мощности формации до 600 м ее продуктивная калиенасыщенность достигает 8%.

На Стебникском месторождении в верхневоротыщенской калиеносной формации, мощностью до 1050 м, представлено три горизонта продуктивных залежей суммарной мощностью не менее 60-70 м. Продуктивная калиенасыщенность формации на месторождении около 6-7%.

В пределах Калуш-Голынского месторождения в разрезе калиеносной формации присутствуют два пласта сильвинитов и мощная залежь лангбейнито-каинитовой породы. Суммарная мощность сильвинитов в Калуше 7, в Голыни до 10 м, а лангбейнито-каинитовой залежи в Калуше 15 и в Голыни до 30 м. Продуктивная калиенасыщенность разреза формации в Калуше достигает 6,5%, а в Голыни 5,7%.

Анализ значений продуктивной калиенасыщенности разрезов калиеносных формаций (субформаций) показывает, что они имеют тенденцию к возрастанию от формаций хлоридного (0,6-4%), сульфатно-хлоридного к формациям сульфатного (5,7-8%) подтипа (см. фиг. 2). Относительно более высокие значения продуктивной калиенасыщенности разрезов предкарпатских калиеносных формаций сульфатного подтипа, вероятно, могут быть объяснены тем, что здесь садка калийно-магниевых солей осуществлялась в бассейне, очень резко сокращавшем свои размеры и распадавшемся на систему рапных озер. На это указывает линзовидность залежей калийно-магниевых солей в данном регионе. Возможно, что несколько повышенная продуктивная калиенасыщенность калиеносной субформации (ангарской свиты) на Непском месторождении также связана с резким сокращением здесь ангарского соленосного бассейна в период садки калийно-магниевых солей. Об этом же свидетельствуют обратные тенденции возрастания продуктивной калиенасыщенности и уменьшения относительных размеров площадей калиеносных литологических комплексов у ряда калиеносных формаций от хлоридного к сульфатно-хлоридному и далее к сульфатному подтипам. Эта особенность указывает на важность установления объемных соотношений продуктивных калийных солей и галита (каменной соли) в различных калиеносных формациях и их подтипах.

Высока калиенасыщенность разрезов некоторых зарубежных калиеносных формаций: среднедевонской Западной Канады (4,2%), американских — среднекаменноугольной Парадокс (8,3%) и верхнепермской Кастильской (4,1%). Однако эти расчеты, сделанные по их характеристикам, приведенным в монографии М. А. Жаркова, скорее всего отражают относительную, а не продуктивную калиенасыщенность их разрезов. Это процентные отношения мощностей калийных солей и каменной соли, они не относятся ко всему разрезу соляных пород данных галогенных формаций. Значения продуктивной калиенасыщенности будут как минимум в 1,5–2 раза меньше, т. е. они близки к максимальным их величинам у палеозойских калиеносных формаций Русской платформы.

Объемные соотношения продуктивных калийно-магниевых солей каменной соли для ряда калиеносных формаций Советского Союза определены с учетом прогнозных данных (фиг. 3). Они недостаточно полны и порой субъективны, особенно по кембрийской формации Сибири, Верхнепечорской и некоторым другим.

По всей кембрийской галогенной формации эти соотношения надежно определить трудно. По ее части, заключенной в Верхнеленском прогибе, где обнаружено Непское месторождение калийных солей, объем каменной соли в ангарской калиеносной субформации составляет 28 тыс. км³, а объем прогнозных ресурсов калийных солей 5,5 км³. Таким образом, последние составляют примерно 0,02% от объема этой субформации. В пересчете на объем каменной соли всей кембрийской галогенной формации они составляют 0,005% (по данным М. А. Жаркова, 0,007%). Неясно, с чем связан такой низкий порядок этих цифр с особенностями химизма вод кембрийского океана или с недостаточной еще степенью изученности калиеносности данной формации.

Верхнефаменская галогенная формация Припятской впадины содержит 33,8 тыс. км³ каменной соли (в том числе ее калиеносная субформация 20,3 тыс. км³). Объем продуктивных залежей калийно-магниевых солей (преимущественно сильвинитов) здесь оценивается в 19,4 км³. Таким образом, отношение объемов калийно-магниевых солей и каменной соли в калиеносной субформации составляет 0,095%, а для всей формации — 0,055%.

Для нижнепермской галогенной формации Днепровско-Донецкой впадины это отношение составляет 0,07%, а для ее калиеносной субформации — 0,36%.

Самые высокие отношения объемов продуктивных калийно-магниевых солей к объемам каменной соли устанавливаются для кунгурских калиеносных формаций Предуралья. Для верхнекамской формации с объемами каменной соли 5,7 тыс. км³ и продуктивных калийно-магниевых солей — около 32 км³ оно составляет 0,56%. У верхнепечорской формации с объемами этих пород соответственно около 1 тыс. км³ и 2,5 км³ они равны 0,25%. В этих регионах, однако, фактически представлена лишь верхняя иренская пачка кунгурской галогенной формации или ее калиеносная субформация. Теоретически, если пересчитать на полную формацию, эти соотношения будут примерно вдвое меньше, т. е. соответственно составят 0,28 и 0,12%.

Это отношение довольно высокое и у цехштейновой галогенной формации советской Прибалтики, при объемах ее каменной соли 1125 км³ и калийно-магниевых солей 6,75 км³ оно составляет 0,6%. Но это соотношение по существу характеризует лишь один ее цикл или калиеносную субформацию. Для полной формации оно, естественно, будет в 2– 3 раза меньше.

По верхнеюрской галогенной формации Средней Азии соотношение

объемов калийных солей (22,5 км³) и каменной соли (70 тыс. км³) составляет 0,032%.

У предкарпатских калиеносных формаций объемы галитовых пород оцениваются: в нижневоротыщенской формации примерно в 1 тыс. км³, в верхневоротыщенской в 550 км³ и в голынской в 640 км³, а продуктивных калийно-магниевых солей соответственно в 2,4; 1,8 и 1,7 км³. Отношения объемов калийно-магниевых солей и галитовой породы в этих формациях соответственно равны 0,24; 0,33 и 0,26%. Для этих трех формаций они очень близки и в среднем составляют 0,27%. Если учитывать объем всех засолоненных пород этих формаций, то это соотношение будет как минимум вдвое меньше.

Для зарубежных калиеносных формаций эти соотношения, рассчитанные по данным, приведенным в монографин М. А. Жаркова [1], показывают примерно тот же порядок цифр для калиеносных формаций Мичигана (0,07%), Маритайм (0,085%), Верхнего Супая (0,03%), Западной Канады (0,83%). Они получаются в несколько раз завышенными для формаций цехштейна Западной Европы (1,45%), американских Кастильской (2,9%) и особенно Парадокс (5,0%). По этим же данным у кунгурской формации Прикаспийской синеклизы и прилежащей части Предуральского прогиба оно составляет 1,5%. Одно из двух либо для этих формаций занижены объемы каменной соли, либо завышены объемы калийных солей. Для зарубежных формаций не исключается и еще один вариант, а именно — на других континентах условия соленакопления могли быть несколько иными и соотношения объемов калийных солей и каменной соли, возможно, могли быть более высокими.

Анализируя величины соотношений объемов продуктивных калийно-магниевых солей и каменной соли (галита, галитовой породы) в различных калиеносных формациях, констатируем, что они, как правило, минимальны для формаций хлоридного подтипа (от 0,005 до 0,032%) или в пересчете на калиеносные субформации от 0,02 до 0,07%). Исключение составляют пермские калиеносные формации хлоридного подтипа (см. фиг. 3), для которых, как впрочем и для пермских калиеносных формаций сульфатно-хлоридного подтипа, характерны более высокие (от 0,07 до 0,28%) значения этих отношений, чем для их калиеносных субформаций (от 0,25 до 0,6%). Это свидетельствует о более значительных поступлениях солей калия и магния в пермские солеродные бассейны, об особых масштабах и богатстве калийными солями бассейнов пермского соленакопления. Косвенно это, вероятно, говорит также в пользу эволюции состава рапы как палеозойских солеродных бассейнов, так и питавшей их океанической воды, особенно значительной на рубеже карбона и перми. По американским формациям Парадокс (C₂) и Кастильской (P₂) эти соотношения, возможно, еще более высокие.

В предкарпатских калиеносных формациях сульфатного подтипа значения соотношений объемов продуктивных калийно-магниевых солей и галитовой породы вновь достигают десятых долей процента (от 0,24 до 0,33%), характерных для пермских калиеносных формаций.

В фанерозойской геологической истории территории нашей страны по соотношению объемов продуктивных калийно-магниевых солей и каменной соли (галитовой породы) в калиеносных формациях можно выделить два ритма увеличения интенсивности калиенакопления (см. фиг. 3): 1) от кембрия до перми (включительно) и 2) от юры до неогена (включительно).

Проведенные расчеты соотношений площадей калиеносных и суммарных соленосных литокомплексов, продуктивной калиенасыщенности разрезов и соотношений объемов продуктивных калийно-магниевых солей и каменной соли для калиеносных формаций, изучавшихся на территории Советского Союза (хотя эти расчеты частично опирались на прогнозные и ориентировочные данные), выявляют известную закономерность приведенных отношений. При прогнозировании, в том числе и в новых галогенных регионах, они могут быть использованы для контроля аналогичных прогнозных показателей - определения площади калиеносных литологических комплексов, продуктивной калиенасыщенности разреза галогенных формаций и, наконец, для количественного прогноза в их объемах калийно-магниевых солей. Таким образом, изученные калиеносные формации, вернее, установленные для них соотношения площадей, мощностей и объемов, могут быть использованы в качестве обратной связи как природные эталонные модели для прогнозирования ресурсов продуктивных калийно-магниевых солей в новых галогенных регионах и на недостаточно изученных площадях известных галогенных формаций.

Выявленная принципиальная возможность использования природных эталонных моделей для прогнозирования (в том числе и количественного) служит основанием для продолжения данных исследований с целью более обстоятельного обоснования и уточнения характеристик эталонных моделей на базе широкой статистической обработки материалов по конкретным объектам. Эталонные модели, как было показано, характеризуют не только три подтипа калиеносных формаций, но и их разновидности (по особенностям разрезов, структуре).

Литература

- 1. Жарков М. А. История палеозойского соленакопления. Тр. Ин-та геол. и геофиз.
- СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1978, вып. 354. 272 с. 2. Кореневский С. М. Основные принципы прогнозирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1965. 38 с.
- Кореневский С. М. Ископаемые минеральные соли. В кн.: Критерии прогнозной оцен-ки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Наука, 1978, с. 572—584.
 Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. З. М.: Наука, 1962. 549 с.
- 5. Фивег М. П. Методика поисков калийных солей. Новосибирск: Наука, 1967. 39 с.

ВСЕГЕИ, Ленинград Поступила в редакцию 24.VII.1984 уДК 553.3

К ВОПРОСУ О ТЕОРИИ ОСАДОЧНОГО РУДОГЕНЕЗА МАРГАНЦА

ГОЛОВКО В. А.

Рассмотрены представления ряда исследователей о генезисе олигоценовых марганцевых месторождений Юга СССР. Показано, что, несмотря на некоторые критические замечания, теория осадочного рудогенеза, разработанная акад. Н. М. Страховым, является вполне аргументированной, поскольку она опирается на реально существующие факты.

Основы теории марганцевого рудогенеза были разработаны многими исследователями, среди которых особая роль принадлежит А. Г. Бетехтину [3, 4], Н. М. Страхову [15, 16], Шатскому [18]. Установленные этими исследователями закономерности описывают основные геологогеохимические особенности образования различных типов марганцевых руд и, следовательно, позволяют разрабатывать главные поисковые критерии. Но в существующей теории имеются отдельные неясные вопросы, в связи с чем она периодически подвергается критическому анализу. Особенно много критических замечаний делается в адрес осадочного рудогенеза марганца. Представляется, однако, что эти замечания большей частью обосновываются не фактическим материалом, а только предположениями.

В основном критика касается следующих вопросов: в одних случаях сомнению подвергаются площади областей питания, из которых якобы из-за их малых размеров не мог в достаточных количествах поступать в область питания марганец [14 и др.]; в других подчеркиваются неразрешимые противоречия в дебалансе железа в областях питания и седиментации [13 и др.]; в третьих утверждается, что для олигоценовых месторождений Юга СССР источник металла был эндогенным, а не экзогенным [6 и др.]. Рассмотрим эти критические замечания более подробно. Д. Т. Сапожников [14 и др.] считают, что области питания олигоценового бассейна вблизи известных месторождений на Юге СССР были по своим размерам слишком малы, чтобы в достаточных количествах поставлять марганец для образования Никопольского и особенно Мангышлакского месторождений.

Критические замечания Д. Г. Сапожникова основываются на предположениях о том, что на Украине в области питания Никопольского бассейна кристаллические породы с высоким содержанием марганца были перекрыты осадочными породами с низким содержанием этого металла, а палеоостров Мангышлак имел слишком малые размеры. Однако, как будет показано ниже, имеющийся фактический материал свидетельствует об обратном.

Согласно данным, приведенным на палеогеографической схеме (фиг. 1), длина палеоострова Мангышлак равна 250, а ширина — 20 км и, следовательно, его площадь будет равна 5 тыс. км², или 0,5 · 10¹⁰ м². При условии, что выветриванию подвергались породы мощностью всего лишь 10 м, при содержании в них марганца, равном только 1 кларку (C=0,1%), и при объемной массе пород, равной 3, можно вычислить количество марганца ($Q_{\rm Mn}$), поступившего в область седиментации: $V=0,5 \cdot 10^{10} \cdot 10 \text{ м} = 5 \cdot 10^{10} \text{ м}^3$; $Q=3 \cdot 5 \cdot 10^{10} = 15 \cdot 10^{10} \text{ т}$; $Q_{\rm Mn} = 15 \cdot 10^{10} \text{ т} \cdot 10^{-3} =$ = $15 \cdot 10^7 = 150 \cdot 10^6$ т, где V, Q — соответственно объем и количество выветренной породы. Следовательно, 150 млн. т. металлического марганца могло поступить нз палеоострова в бассейн седиментации. Эта оценка в несколько раз превышает количество металла, сосредоточенного в самом Мангышлакском месторождении и в прилегающих к нему районах. Даже из этих данных, в основу которых положены минимальные параметры, видно, что содержание металла вполне соответствует тем его количествам, которые могли быть рассредоточены как южнее, так и севернее палеоострова Мангышлак (см. фиг. 1).

В отношении размеров площади питания и состава слагавших ее пород для Никопольского бассейна необходимо привести следующие данные. Область питания Никопольского бассейна, по данным Атласа палеогеографических карт (1961 г.), на которые ссылается Д. Г. Сапожников, представлена палеоархипелагом Днепровским, палеоостровом



Фиг. 1. Палеогеографическая схема района п-ова Мангышлак для рудоносного времени (по Е. С. Тихомировой, 1964 г.).

вой, 1964 г.). 1 — область размыва; 2 — граница распространения марганценосных отложений; 3 — марганцевые отложения узунбасской свиты; 4, 5 — глины (4 — алевритовые, 5 — известковистые); 6 — мергели; 7 — окисленные и карбонатные руды марганца

Донецким и палеосушей, расположенной западнее архипелага Днепровского. Общая площадь этой области в 4-5 раз больше палеоострова Мангышлак. Если эта область питания была сложена верхнеэоценовыми и нижнеолигоценовыми породами, то при указанном размере минимальной мощности (10 м) коры выветривания, развитой по ним, и содержании марганца в этих породах, равном только 1 кларку, количество марганца, поступившего в бассейн седиментации, будет заметно превышать общее количество металла, накопившегося в Никопольском бассейне (включая и Б. Токмакское месторождение) в пределах его максимального периметра. Здесь можно добавить, что, во-первых, в области питания мощность выветрившихся пород была не 10, а 15-20 м и, вовторых, по данным Г. Ю. Бутузовой [5], при накоплении рудоносной толщи Никопольского бассейна в области питания размывались главным образом метабазитовые породы с более высоким содержанием марганца (2—10 кларков) ¹. Таким образом очевидно, что сомнения Д. Г. Сапожникова по данному вопросу необоснованы.

Обратимся теперь к мнению А. А. Рожнова [13] и др., согласно которому в теории осадочного рудогенеза марганца существуют два неразрешимых противоречия, заключающихся: а) в отсутствии достаточно мощных олигоценовых кор выветривания в предполагаемых областях питания и б) в дебалансе количеств железа и марганца, мобилизуемых из кор выветривания и накапливавшихся в области седиментации.

Как было показано выше, для накопления марганца даже в тех значительных количествах, которые накапливались в Никопольском бассейне, совершенно нет необходимости в мощных корах выветривания. Для этого достаточно, чтобы мощность кор выветривания достигала всего 10—20 м. Естественно, кора выветривания такой малой мощности не могла долго сохраняться и была размыта в течение олигоценового

¹ Кроме того, автор не исключает присутствие среди пород области питания повышенных содержаний марганца или даже его месторождений.

Изменения химического состава пород профиля выветривания актинолитовых сланцев (р. Чертомлык, расчистка)

	ส์		Содержание, %										
Порода	Глубин м	sio,	AI ₅ 0,	Fe s Os	FeO	TIO	MnO	Cr.0.	MgO	CaO	0°H	ผ	
Охра Нонтронит Актинолитовый сланец	1,8 3,3 4	15,32 40,56 53,28	10,48 10,55 1,3	60,78 30,3 9,52	1,9 1,32 6,16	1,05 0,58 0,2	0,02 0,12	0,94 1 0,72	0,69 4,16 14,95	0,3 0,4 10	7,66 9,66 3,3	99,12 98,55 99,55	

и послеолигоценового времени. Тем самым снимается кажущееся первое противоречие.

Не существует также противоречий в дебалансе количеств железа при образовании всех месторождений олигоцена Юга СССР. Как показал Н. М. Страхов [16], при формировании олигоценовых руд традиционная генетическая схема, согласно которой железо отделяется от марганца в путях совместной их миграции, не имеет места. Реальные процессы имели совершенно иной характер. Отделение элементов друг от друга происходило еще при формировании коры выветривания на водосборах, питавших рудные площади осадочным материалом. При вскрытии эрозией новых, прежде погребенных площадей пород, первично несколько обогащенных марганцем (2—10 кларков), и при начале их выветривания элювий длительное время находился на щелочной стадии при нейтральных значениях Eh. Это сочетание разрешало интенсивный вынос марганца (вместе с Na, Ca, Mg, SiO₂), но удерживало в породе железо.

Эти теоретические соображения Н. М. Страхова однозначно подтверждаются данными химического анализа по профилям выветривания различных пород Украинского кристаллического массива в меловое и неоген-палеогеновое время [2] (табл. 1).

Данные табл. 1 свидетельствуют о том, что в коре выветривания из главных компонентов накапливаются практически только железо и частично алюминий. При увеличении содержания железа примерно вдвое (нонтронитовый слой) количество марганца в коре выветривания уменьшается на 80—90%. Дальнейшее формирование коры выветривания по актинолитовым сланцам и другим породам приводит уже примерно к четырехкратному увеличению содержания железа (охровый слой) и полному выщелачиванию марганца, резко снижается количество кремнезема. Аналогичные данные получены В. Т. Погребным [12], который изучал динамику выноса марганца при образовании кор выветривания. Согласно [12], главная масса марганца — от 50 до 95% содержания в исходной породе — выносится уже на начальных этапах выветривания лабрадоритов и амфиболитов Украинского щита, т. е. при формировании горизонтов (зон) монтмориллонитовых и каолинитовых глин.

Этими примерами подтверждается высказанное Н. М. Страховым [16] мнение о том, что селективно выщелачиваемый из пород марганец сопровождается лишь следами железа и малых элементов, которые соосаждались с ним в море и создавали марганцевые руды, бедные железом и со специфическим набором малых элементов. С исчезновением в коре легкоподвижного марганца прекратилась его рудная садка в бассейне. Такая картина формирования осадочных марганцевых руд подтверждается химическим составом руд Никопольского и Чиатурского месторождений (табл. 2). Эти руды отличаются незначительным количеством железа и кларковыми содержаниями элементов-примесей.

Приведенная точка зрения Н. М. Страхова нуждается в уточнении. Дело в том, что при селективном выщелачивании марганца вместе с Са, Mg, Na в коре могло и не накапливаться больших масс остаточного же-

Химический состав руд марганцевых месторождений

	Геологи-		Содержание, % (кларки)								
Месторождение	ческий возраст	Характер руд и вмещающих пород	Mn (0,1)	Fe (4,2)	Pb (0,002)	Zn (0,02)	Ni (0,02)	Co (0,002)	Cu (0,01)		
Никопольское руда вмещающая порода	₽	Марганцевый Песчано-глинистый с глауконитом	22,5	2-3	Ниже кларка	Ниже кларка	0,025 0,007	0,002 0,003	0,01 0,004		
Чиатурское руда вмещающая порода руда из разлома	₽	Марганцевый Песчано-глинистый с глауконитом Марганцевый	20,6 20,6	$\frac{3,0}{3,0}$	0,003	0,014 	0,093 0,021 0,075	0,003 0,001 0,006	0,012 0,003 0,013		
Ушкатын III руда	Дз	Железомарганцевый и полиметалли- ческий	23,2	42,8	0,080	0,180	0,004	0,013	0,002		
вмещающая порода		Глинисто-кремнисто-карбонатная поро- да с вулканитами базальтового и тра- хилипаритового состава	_	отдел —	њные рудн 	ые тела (і —	целые проі —	центы) —	_		
Атлантис II руда	Q	Марганцево-железный и полиметалли- ческий Илы вудканивеского происхож вения	До 3 0	До 60	0,6—0,9	До 20	?	?	0,5		
	Месторождение Никопольское руда вмещающая порода Чиатурское руда вмещающая порода ушкатын III руда вмещающая порода Атлантис II руда вмещающая порода	Месторождение Геологи- ческий возраст Никопольское руда вмещающая порода Р Чиатурское руда вмещающая порода руда из разлома Р Ушкатын III руда Д ₃ вмещающая порода Д вмещающая порода Д вмещающая порода Д вмещающая порода Д вмещающая порода Д	Месторождение Геологи- ческий возраст Характер руд и вмещающих пород Никопольское руда вмещающая порода Р Марганцевый Песчано-глинистый с глауконитом Чиатурское руда вмещающая порода руда из разлома Р Марганцевый Песчано-глинистый с глауконитом Марганцевый Ушкатын III руда Д ₃ Железомарганцевый и полиметалли- ческий Вмещающая порода Д Марганцевый и полиметалли- ческий Атлантис II руда Q Марганцево-железный и полиметалли- ческий Атлантис II руда Q Марганцево-железный и полиметалли- ческий вмещающая порода Чарганцево-железный и полиметалли- ческий вмещающая порода Чарганцево-железный и полиметалли- ческий	Месторождение Геологи- ческий возраст Характер руд и вмещающих пород Мл (0,1) Никопольское руда вмещающая порода Р Марганцевый Песчано-глинистый с глауконитом 22,5 Чиатурское руда вмещающая порода руда из разлома Р Марганцевый Песчано-глинистый с глауконитом 20,6 Ушкатын III руда Д ₃ Железомарганцевый и полиметалли- ческий 20,6 Ушкатын III руда Д ₃ Железомарганцевый и полиметалли- ческий 23,2 Атлантис II руда Q Марганцево-железный и полиметалли- ческий До 30 Атлантис II руда Q Марганцево-железный и полиметалли- ческий До 30 Вмещающая порода Q Марганцево-железный и полиметалли- ческий До 30	Месторождение Геологи- ческий возраст Характер руд и вмещающих пород Мп (0,1) Мп (4,2) Никопольское руда вмещающая порода Р Марганцевый Песчано-глинистый с глауконитом 22,5 23 Чиатурское руда вмещающая порода руда из разлома Р Марганцевый Песчано-глинистый с глауконитом 20,6 3,0 Ушкатын III руда Д ₃ Железомарганцевый и полиметалли- ческий 23,2 42,8 вмещающая порода Q Глин исто-кремнисто-карбонатная поро- да с вулканитами базальтового и тра- хилипаритового состава 0 0 Атлантис II руда Q Марганцево-железный и полиметалли- ческий До 30 До 60 вмещающая порода - - - - -	Месторождение Геологи- ческий возраст Характер руд и вмещающих пород Содержа Ин ууда вмещающая порода Р Мар ганцевый Песчано-глинистый с глауконитом 22,5 2—3 Ниже кларка Чиатурское руда вмещающая порода Р Мар ганцевый Песчано-глинистый с глауконитом 20,6 3,0 0,003 Чиатурское руда вмещающая порода Р Мар ганцевый Песчано-глинистый с глауконитом 20,6 3,0 0,003 Ушкатын III руда Д ₃ Железомарганцевый и полиметалли- ческий 23,2 42,8 0,080 Атлантис II руда Q Марганцево-железный и полиметалли- ческий До 30 До 60 0,6—0,9 Атлантис II руда Q Марганцево-железный и полиметалли- ческий До 30 До 60 0,6—0,9	Месторождение Геологи- ческий вораст Характер руд и вмещающих пород Содержание, % (кла Инкопольское руда вмещающая порода Р Марганцевый Песчано-глинистый с глауконитом 22,5 2—3 Ниже кларка Ниже кларка Чиатурское руда вмещающая порода Р Марганцевый Песчано-глинистый с глауконитом 20,6 3,0 0,003 0,014 Ушкатын III руда Д ₃ Железомарганцевый и полиметалли- ческий 23,2 42,8 0,080 0,180 Атлантис II руда Q Марганцево-железный и полиметалли- ческий До 30 До 60 0,6—0,9 До 20 Атлантис II руда Q Марганцево-железный и полиметалли- ческий До 30 До 60 0,6—0,9 До 20	Месторождение Геологи- ческий возраст Характер руд и вмещающих пород Содержание, % (кларки) Никопольское руда вмещающая порода Р Марганцевый Песчано-глинистый с глауконитом 22,5 2—3 Ниже кларка Ниже кларка Ниже о,002 0,003 0,014 0,093 Чиатурское руда вмещающая порода руда из разлома Р Марганцевый Песчано-глинистый с глауконитом 20,6 3,0 0,003 0,014 0,093 Ушкатын III руда Д ₃ Железомарганцевый и полиметалли- ческий 23,2 42,8 0,080 0,180 0,004 Атлантис II руда Q Марганцево-железный и полиметалли- ческий До 30 До 60 0,6—0,9 До 20 ?	Месторождение Геологи- ческий возраст Характер руд и вмещающих пород Содержание. % (кларки) Никопольское руда вмещающая порода Р Марганцевый Песчано-глинистый с глауконитом 22,5 2—3 Ниже кларка Ниже кларка 0,002 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,003 0,004 0,013 0 0 0,004 0,013		



Фиг. 2. Схема размещения Никопольского марганцеворудного и Керченского железорудного бассейнов.

1 — оолитовые железные руды; 2 — железистые песчаники и глины, переслаиваемые оолитовыми рудами; 3 — глины, переслаиваемые песчаниками и алевритами; 4 — кристаллические породы Приазовского массива; 5 — марганцевые руды; 6 — контуры Никопольского марганцеворудного бассейна олигоценового возраста (а) и Керченского железорудного бассейна киммерийского возраста (б); 7 — направление сноса в олигоценовое (а) и киммерийское (б) время

леза, а происходило лишь некоторое ее ожелезнение. Поэтому искать на водосборах, синхронных марганцевым рудам, коры с обязательным накоплением в них железа принципиально неправильно. Утверждение Н. М. Страхова [16] соответствует лишь начальному этапу развития кор выветривания. Действительно, данные табл. 1 указывают на то, что при почти полном выщелачивании марганца железо, хотя и остается в коре, но еще не образует руду, а только ожелезняет в различной степени породы. Именно в этот период формирования коры вывтривания и осуществлялись мобилизация, перенос и седиментация марганца в олигоценовом бассейне. При дозревании коры выветривания в области питания локально образовывались и охристые шляпы.

Дальнейшее поведение железа, которое накапливалось в области питания, может быть прослежено следующим образом. На фиг. 2 приведены геологические данные по олигоценовому времени севернее и восточнее Никопольского бассейна. Здесь, по данным Г. Ю. Бутузовой [5], происходило выветривание главным образом серии метабазитов-амфиболитов, эпидотизированных амфиболитов, амфиболитовых, хлоритовых и других сланцев. В итоге могла возникнуть кора выветривания с селективным выщелачиванием из нее марганца и концентрацией в ней железа. При этом железо фиксировалось в продуктах коры выветривания – железистых глинистых минералах, а марганец выщелачивался и в двухвалентной форме поступал в водотоки, где подвергался защитному воздействию органики и в таком виде мигрировал в бассейн седиментации. Здесь он под воздействием слабого электролита (морской воды) переходил из двух- в четырехвалентное состояние и осаждался. Позже, уже в киммерийское время, железо, зафиксированное на водоразделе после незначительной переориентации области питания в результате незначительного тектонического переустройства района, подвергалось размыву и сносу, главным образом уже в южном направлении, где оно сыграло заметную роль в накоплении руды в Керченском железорудном бассейне [7]. Следует отметить, что при тектонической переориентации области питания в ней не только размывалась более древняя кора олигоценового возраста, являвшаяся основным поставщиком железа, но и вскрывались эрозией более нижние горизонты выветривающих пород. Нижние горизонты находились на щелочной стадии выветривания, и из них селективно выщелачивался главным образом марганец. Последнее подтверждается обогащенностью керченских руд марганцем. В них, по данным А. У. Литвиненко [7], содержится в отдельных случаях до 20% марганца.

Г. С. Дзоценидзе [6] в 1965 г. высказал сомнение об экзогенном источнике марганца для одного месторождения олигоцена Юга СССР. Он утверждал, что Чиатурское месторождение является вулканогенноосадочным и, следовательно, источник металла для него был эндогенным. Н. М. Страхов [16], на наш взгляд, достаточно убедительно ответил на это критическое замечание.

Следует отметить, что проанализированные выше критические замечания в адрес теории осадочного рудогенеза марганца не только не обоснованы, но и в свою очередь способствуют появлению других, также необоснованных предположений, которые еще в большей степени запутывают искусственно созданную проблему. При этом делаются ссылки на достижения глобальной тектоники. Бесспорно, глобальная тектоника за последние годы дала много новых интересных фактов, но очевидно, что их нельзя механически использовать всюду, в особенности там, где они не проявлялись. Особенно активную критику теории осадочного рудогенеза марганца с этих позиций за последние годы развернул М. М. Мстиславский [8-11]. Отталкиваясь от рассмотренных выше замечаний, сомнений предыдущих критиков, он предлагает все месторождения олигоценового возраста Юга СССР и Болгарии отнести к гидротермально-осадочному типу. М. М. Мстиславский делает попытку доказать наличие эндогенного источника марганца для всех отмеченных месторождений, исходя из того, что якобы существовали гипотетические глубинные гидротермы, питавшие марганцем олигоценовый бассейн Юга СССР. Эти гидротермы поступали в бассейн седиментации из рифтовых зон, возникших при океанизации территории Юга СССР в раннеолигоценовое время. М. М. Мстиславский предполагает, что «одна из главнейших зон, аналогичная рифту Красного моря, проходила как сквозной Крымско-Кавказский прогиб» [8, с. 444]. При этом рифтовые зоны в олигоцене на Юге СССР и поступавшие из них гидротермы должны иметь значительное сходство с современным рифтом и его гидротермами в Красном море. И следовательно, из олигоценовых и современных гидротерм должны были выпадать сходные между собой осадки. М. М. Мстиславский далее подчеркивает, что «химический состав олигоценовых руд наиболее сходен с осадками Красного моря или... по химическому и минеральному составу олигоценовые руды очень похожи на металлоносные осадки некоторых пелагических депрессий Тихого океана и впадин Красного моря» [10, с. 61].

Имеющиеся факты по одной из многочисленных впадин Красного моря, расположенных вдоль рифта, свидетельствуют об обратном [19].

К осадкам впадины Атлантис-II приурочено сложное железомарганцевое полиметаллическое месторождение, расположенное на площади ~60 км, на глубине ~2200 м при средней мощности рудного тела 10 м. Эти отложения являются гидротермально-осадочными, в отдельных рудных прослоях наблюдаются высокие содержания железа, марганца, цинка, меди (см. табл. 2). Общие запасы месторождения, млн. т.: цинк 2,5; медь 0,6; серебро 0,009; запасы железа и марганца не приводятся.

Общеизвестно, что Никопольское, Чиатурское и другие осадочные месторождения Юга СССР олигоценового возраста являются монометальными². Они представлены исключительно марганцем; железо и некоторые элементы-примеси присутствуют в резко подчиненных количествах, на кларковых уровнях.

Таким образом, приведенные данные, с одной стороны, свидетельствуют о том, что не существует какого-либо даже общего сходства между рудными осадками Красного моря с эндогенными накоплениями металлов и марганцевыми рудами олигоценовых месторождений Юга СССР, образовавшимися за счет экзогенного источника, и, наоборот, с другой —

² Железо в рудном горизонте играет резко подчиненную роль, концентрируясь в редких маломощных пропластках окисных железных руд, глауконите и железистых карбонатах.

имеется значительное сходство современных рудных осадков Красного моря с рудами вулканогенно-осадочного генезиса Центрального Казахстана (см. табл. 2), гидротермального типа Горного Алтая, Армении и др., образовавшимися в результате эндогенного источника. То же самое следует сказать и об отсутствии сходства в химическом и минеральном составе олигоценовых руд Юга СССР и рудных осадков пелагических депрессий Тихого океана. Последние, как известно, имеют железомарганцевую основу (Mn 15-25, Fe 6-15%), часто с промышленным суммарным содержанием никеля, кобальта и меди. Эти осадки в значительной степени отличаются от олигоценовых руд и по минеральному составу. Последние, как известно, представлены в основном псиломеланом, манганитом, родохрозитом и манганокальцитом, а железомарганцевые осадки дна океана — вернадитом, псиломеланом, марганцовистым манганитом, железистым манганитом, гидрогётитом, фероксигитом [1, 17]. Кроме того, М. М. Мстиславский [11] для подтверждения предложенной им точки зрения считает окисные руды Чиатурского месторождения, приуроченные к пострудным разломам, возникшими за счет эндогенного источника в рудоподводящих каналах. Однако эти руды, судя по их химическому составу, аналогичны рудам основного пласта (см. табл. 2), то же самое отмечается и для вещественного состава этих руд. Такое сходство минерального и химического состава руд из основного пласта Чиатурского месторождения и руд из пострудного разлома указывает на то, что последние являются производными первых. В пострудный разлом руды могли попасть либо в результате инфильтрации рудных растворов, питавшихся за счет основного пласта, либо в результате тектонических подвижек.

В июле 1984 г. автор в составе группы геологов посетил эту разломную зону, в которой действительно распространены марганцевые руды. Но эти руды, как показал их тщательный совместный осмотр, представлены смесью разнообразных обломков, среди которых наиболее часто встречаются оолитовые, «Мцвари» и окисленные руды, а также обломки песчаников чокракского возраста (неоген), залегающих в разрезе Чиатурского месторождения значительно выше рудного горизонта.

Следовательно, и марганцевые руды из пострудного разлома (или, по М. М. Мстиславскому, из рудоподводящего канала) не имеют ничего общего с эндогенным источником. Их химический состав имеет большое сходство с осадочными рудами Чиатурского и Никопольского месторождений. Эти руды также монометальны и с низкими (кларковыми) содержаниями элементов-примесей.

Таким образом, имеющийся фактический материал достаточно убедительно свидетельствует о природе источника металлов марганцевых месторождений. Для эндогенного источника характерны железо, марганец и «эндогенные» элементы-примеси (Pb, Zn, Cu, As, Ag и др.); некоторые из них (Pb, Zn, Cu) могут давать промышленные концентрации (см. табл. 2). Основные элементы (железо и марганец) образуют железные, железомарганцевые и марганцевые руды, в которых в повышенных количествах присутствуют те или другие из перечисленных элементов-примесей. В отдельных случаях некоторые из них (Pb, Zn, Cu) образуют собственные рудные тела, которые локализуются в одном горизонте с рудами марганцевого и железного состава [13]. При этом высокие концентрации как железа и марганца, так и элементов-примесей необязательно должны присутствовать в каждом отдельном рудном теле. Сочетание железа, марганца и элементов-примесей с высокими значениями следует оценивать по всему рудному полю или месторождению.

Экзогенный источник марганца возникает в результате совокупности физико-химических процессов как в области питания, так и в области седиментации, приводящих к накоплению монометальных марганцевых руд с весьма малыми концетрациями элементов-примесей. Только в экзогенных условиях, где, как было показано ранее, четко проявляется геохимический барьер разделения марганца и железа в период начального этапа развития коры выветривания, возможна монометальность руд. Согласно же М. М. Мстиславскому, отделение марганца от железа и других элементов при формировании олигоценовых месторождений происходило на некотором глубинном геохимическом барьере, располагавшемся ниже поверхности дна бассейна. Получается так, что все элементы, находящиеся в растворе, где-то фиксировались, и только один марганец попадал в воды бассейна и выпадал в осадок. Такой вывод противоречит фактам рудообразования у рифта Красного моря и других участков дна океана, где имеются подтверждения того, что все основные химические элементы (Fe, Mn, Pb, Zn, Cu и др.), принимающие участие в рудообразовании, связаны с глубинными растворами, которые поступают в воды современных морей и океанов. Здесь все эти элементы выпадают в осадок, причем разгрузка их происходит на геохимическом барьере, соответствующем грани соприкосновения эндогенных рудоносных растворов и вод бассейна.

Таким образом, приведенные данные однозначно свидетельствуют о полиметальном составе марганцевых руд, образовавшихся из эндогенного источника и монометальных руд, возникших из экзогенного источника. Поэтому критические замечания М. М. Мстиславского в адрес теории осадочного рудогенеза также нельзя считать достаточно обоснованными.

Приведенный выше разбор критических замечаний, касающихся теории осадочного рудогенеза марганца, разработанной Н. М. Страховым и др., показывает, что они опираются не на факты, а на предположения критиков. Можно считать, что существующая теория осадочного рудогенеза марганца является достаточно аргументированной.

Литература

- 1. Андрущенко П. Ф., Скорнякова Н. С. Состав, строение и особенности образования железомарганцевых конкреций Тихого океана. В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 74—94.
- 2. Басс Ю. Б. Кора выветривания кристаллического фундамента. В кн.: Никопольский марганцеворудный бассейн. М.: Недра, 1964, с. 44-47.
- З. Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.: Изд-во АН СССР. 1946, с. 3—314. 4. Бетехтин А. Г. Чиатурское месторождение марганца. М.: Недра, 1964, с. 3—243.

 - 5. Бутузова Г. Ю. Литол. и полез. ископ., 1963, № 3, с. 81-91.
 - 6. Дзоценидзе Г. С. О генезисе Чнатурского месторождения марганца. Литол. и полезн. ископ., 1965, № 1, с. 3-18.
 - 7. Литвиненко А. У. К геохимии марганца рудоносных отложений Керченского бассейна.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука. 1967, с. 274—294. 8. Мстиславский М. М. Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 443—446. 9. Мстиславский М. М. Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 5, с. 1207—1212.
- Мстиславский М. М. Марганцеворудное накопление в олигоцене на Юге СССР и океанизация.— В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с. 59—66.
 Мстиславский М. М., Потконен Н. И.. Табагари Д. В. О рудоподводящем канале Чиатурского месторождения марганца.— Геология рудных месторождений, 1984, № 2, c. 58—68.
- Подебной В. Т. Марганец в корах выветривания разломных зон Украинского щита.— В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с. 199—205.
 13. Рожнов А. А. Сравнительная характеристика марганцевых месторождений атасуй-
- ского и никопольско-чиатурского типов. В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с. 110—116. 14. Сапожников Д. Г. Об условиях образования марганцевых месторождений юга Рус
- ской платформы и Крымско-Кавказской синклинали. Геология рудных месторож-
- ской платформы и крымско-кавказской синклинали. Тесловия рудных месторож-дений, 1967, т. IX, с. 74—88.
 15. Страхов Н. Е. Основы теории литогенеза. Т. П. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
 16. Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калиненко В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968, вып. 185, с. 179—468.
 17. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Ермилова Л. П. и Ор. Минеральные формы нахож-техности учество с солуче с солуче с солуче с нахон.
- дения марганца и железа в осадках океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4, c. 5-22.
- Шатский Н. С. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 3—38.
 Fletcher A. W., Mustafa H. E. Dr. Zaki. Progress on the explotation of metalliferous sediments of the Red Sea.— Nat. and Int. Manag. Miner. Rebour. Proc. Meet L., 1981.

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья, Москва

Поступила в редакцию 11.VII.1984

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4:551.35(266)

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАК ИНДИКАТОР ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ОСАДКАХ ст. 655 (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ТИХОГО ОКЕАНА)

дубинин А. В., ВОЛКОВ И. И.

Станция 655 с координатами 18°59,9' с. ш. и 113°33,1' з. д. выполнена в 9-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в 1973 г. и находится вблизи островов Ревилья-Хихедо к юго-западу от Калифорнийского залива. Длина колонки осадков 235 см. Осадки верхней части колонки (0—28 см) представляют собой глинистые илы, переходные от миопелагических к красным глубоководным глинам океана. Ниже горизонта 28 см отмечаются повышенные содержания Fe и Mn явно гидротермального генезиса, о чем свидетельствует величина (Fe+Mn)/Ti. В нижней части колонки наблюдается повышенное содержание Ва, Мо, As, Zn, Cu, Pb. Литология и геохимия отложений ст. 655 были детально изучены и приведены в работах [2, 6, 8, 9].

Данные по содержанию редкоземельных элементов и иттрия были получены методом рентгенофлуоресцентного анализа на синхротронном излучении (СИ). Образцы приготавливались в виде тонких (0,5—0,7 мм толщиной) таблеток в смеси с полистиролом в соотношении: одна часть пробы и две части полистирола. Энергия монохроматизированного пучка СИ, падающего на образец, при анализе на редкоземельные элементы варьировала от 65 до 75 кэВ, а при анализе на иттрий составляла 18—22 кзВ. Характеристическое рентгеновское излучение регистрировалось детектором из сверхчистого германия типа EGPX-50 фирмы «Шлумбергер» с разрешением 170 эВ на линии K_{α} Мп. Время экспозиции одного образца составляло 300—600 с. РЗЭ и иттрий идентифицировались и определялись количественно по K_{α} -линиям характеристического спектра. Спектры обрабатывались на ЭВМ. Предел обнаружения варьировал в зависимости от элемента и составляла (0,5—0,3) · 10⁻⁴ % при воспроизводимости анализа 10 отн.% и лишь для Ег и Yb — 15 отн.%.

Данные анализа шести горизонтов осадков ст. 655, а также поверхностных горизонтов ст. 649 (17°58,3' с. ш., 130°09,0' з. д.) и 668 (23°23,0' с. ш., 106°56,9' з. д.) [6] приведены в табл. 1. Кроме того, в табл. 1 приведены средние данные по РЗЭ и иттрию для сланцев и глубинной воды океана, а также содержания в изучаемых осадках Fe, Mn и Ti, заимствованные из работ [2, 6]. Осадки ст. 649 представляют собой типичные глубоководные красные глины Се-

Осадки ст. 649 представляют собой типичные глубоководные красные глины Северо-Восточной котловины Тихого океана, содержащие на поверхности Fe—Мп-конкреции. Осадки ст. 668 представлены терригенными восстановленными илами прибрежной зоны и рассматриваются для сравнения поведения РЗЭ и иттрия в поверхностных осадках, принадлежащих различным зонам осадконакопления в океане. Исходя из значений (Fe+Mn)/Ті поверхностные горизонты станций 668, 655 и 649 не имеют примеси гидротермального материала и являются терригенными. Наиболее низкие (184,7-10-4%) значения суммы РЗЭ и иттрия обнаружены в осадках ст. 668. С удалением в пелагиаль океана от берега в поверхностном горизонте ст. 655 увеличивается содержание РЗЭ и иттрия, достигая величны $360,3\cdot10^{-4}$ %, а затем в осадках ст. 649 оно несколько уменьшается (до 315,1\cdot10^{-4}%). В пелагическом направлении с изменением общего содержания РЗЭ и иттрия изменяются соотношения индивидуальных элементов. Если в осадках ст. 668 величины La/Ce, Ce/Ce¹, Ge/Y и La/Y близки к подобным в сланце, то с удалением от берега они обогащаются La и Y; содержание Се в осадках ст. 655 уменьшается, а затем в осадках ст. 649 снов возрастает. Эти изменения находяя от деясти и Sce/XY: в осадках ст. 668 оно равно 2,8, на ст. 655 тоже 2,8 (видимо, за счет одновременного роста содержания как La, так и Y), а в осадках ст. 649 возрастает доля легких РЗЭ ($\Sigma Ce/\Sigma Y=3,0$).

Из сказанного следует, что поверхностный слой осадков ст. 655 сформировался тлавным образом в результате терригенного осадконакопления с некоторым дополнительным избирательным накоплением РЗЭ и иттрия (возможно, за счет адсорбции взвесью из океанской воды). О терригенном происхождении поверхностного слоя осадков станций 668, 649 и 655 свидетельствует сходство нормализованных на сланец [13] спектров РЗЭ и иттрия (фиг. 1, а, б и в).

Как уже отмечалось, вниз по колонке осадков ст. 655 происходит обогащение Fe и Mn относительно Ti, величина (Fe+Mn)/Ti возрастает на горизонте 35—45 см до 28,3, что превышает максимально возможное для терригенных осадков значение, рав-

$${}^{1}\text{Ce/Ce}^{\bullet} = \frac{\text{Ce}_{o6p}}{\text{Ce}_{cnanua}} / {}^{/}{}_{/}{}_{2} \left(\frac{\text{La}_{o6p}}{\text{La}_{cnanua}} + \frac{\text{Nd}_{o6p}}{\text{Nd}_{cnanua}} \right) \, .$$

Labuuya 1

	ΣCe/ΣΚ	₩₩₩₩₩ ₩₩₩₩₩₩₩₩ ₩₩₩₩₩₩₩₩	3,1	0,5
	Х/вД	4444444 000044400	1,1	0,3
	Ce/Y	00444400 00064400	2,3	0,1
	-La/Ce	+++000006 447000006	0,5	2,8
	* 9J/9J	$\begin{array}{c} 0,29\\ 0,58\\ 0,58\\ 0,58\\ 0,58\\ 0,58\\ 0,41\\ 0,41\\ 0,41\\ \end{array}$	1,00	0,18
[13]	iT\(nM+e3)	10,12 11,111 11,111 11,111 111	1	1
сланце	2633	315,1 345,1 3860,3 371,6 381,5 355,6 355,6 355,6 355,6	226,24	i
12] и с	X	83384662322 833	36	13
де [11,	٩٨	౿౿ <i>౻৮</i> ౚౚ౺ఌ ౿ <i>Ⴡ</i> ఀఀఀఀౘఀౘఀఀ౸ఀ౸	3,53	0,8
ICKOŇ BC	Er	<i>ఴౢ౸ఴ</i> ౢౚఀఀౚౢౢౚౚ Ŏఀఀఀ౸ఀఀ౸ఀౚఀ౸ఴఀౢఴఀ	3,75	6'0
й океан	D۸	10,6,5,5,4 10,6,5,5,4 10,6,5,5,5,4 10,6,5,5,5,4 10,6,5,5,5,4 10,6,5,5,5,4 10,6,5,5,5,4 10,6,5,5,5,4 10,6,5,5,5,4 10,6,7,4 10,7,4,7,4 10,7,4,7,4 10,7,4,7,4 10,7,4,7,4 10,7,4,7,4 10,7,4,7,4 10,7,4,7,4 10,7,4,7,4 10,7,4,7,4 10,7,4,7,4 10,7,4,7,4 10,7,4,7,4 10,7,4,7,4,7,4 10,7,4,7,4,7,4,7,4,7,4,7,4,7,4,7,4,7,4,7,	5,5	0,91
тубинно	Dq	12 14 14 14 14 14 14 14 14 14 14 14 14 14	6,35	0,7
Kax, ru	ng	8 88.888 8 8 4 8 4 4 6	1,61	0,13
их осад	шS	11 13 13 13 13 13 14 14 14 14 14 14 14 14 14 14 14 14 14	7,5	0,45
в доннь	PN	45 59 59 59 59 59 59 59 59 59 59 59 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50	38	2,8
ACHTOB	Ce	113 68 116 106 91 71 71	83	1,2
the aner	ы	64 112 96 96 96 96 96 96 96 96 96 96 96 96 96	41	3,4
одержан	IL	0,33 0,44 0,42 0,33 0,33 0,33 0,33 0,42	1	
Ŭ	шW	0,77 0,77 0,74 0,04	ł	
	6 Fe	5,46 5,51 5,77 9,76 9,77	ł	J
	Горизонг, См	$\begin{array}{c} 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 $	1	
	Номер станции	649 655 655 655 655 655 655 655 655	Сланец Океанская	вода (10 -

Примечание. Содержание Fe, Mn и Ті приведено в %, остальных элементов — в 10-4

ż

ное 25. С глубиной идет дальнейший рост этого соотношения (фиг. 2). При увеличении гидротермальности осадка С глубиной не происходит заметного изменения содержания суммы РЗЭ и иттрия (см. фиг. 2), но сильно изменяются соотношения между отдельными элементами. Существенно возрастает содержание La относительно Се, причем уже на горизонте 35-45 см содержание La превышает концентрацию Се, а на горизонте 90-100 см величина La/Ce достигает 1,4 (см. фиг. 2). С глу-биной значение Се/У уменьша-ется с 1,9 до 0,9. Величина Се/Се*, показывающая содер-жание Се относительно La и Nd, также уменьшается. Менее чувствительной к гидротермальному изменению осадков является величина La/Y. Из соотношения ΣСе/ΣҮ видно отчетливое преобладание содержания легких РЗЭ над тяжелыми и иттрием и его дальнейшее уменьшение с увеличением. коэффициента (Fe+ значения +Mn)/Ti.

На фиг. 1 (*в*—и) показаны нормализованные на сланец спектры РЗЭ и иттрия для отдельных горизонтов ст. 655 и глубинной океанской воды. Видно, что с погружением в толщу осадков и увеличением гидротермального влияния нормализованные спектры РЗЭ и иттрия приближаются к спектру океанской воды (см. фиг. 1, и). Некоторое снижение значений тяжелых РЗЭ в осадках, очевидно, связано с влиянием терригенного материала.

Как показано в табл. 1, La/Ce, Ce/Y. соотношения Се/Се* и ΣСе/ΣҮ в осадках ст. 655 являются промежуточосадках. ными между таковыми в океанской воде и сланце. Это, а также подобие нормализованных спектров нижних горизонтов ст. 655 и океанской воды наводят на мысль о двух ос-**РЗЭ и** новных источниках иттрия ₿ гидротермальных. осадках: терригенном и из океанской воды в результате неизбирательной адсорбции гидроокислами Fe и Mn гидротерпроисхождения. мального Ранее отмечалась значительная роль океанской воды как источника РЗЭ в других гидротермальных отложениях: металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия и депрессии Бауэр [1, 10, 14].

Мы попытались определить долю от общей суммы РЗЭ и иттрия, поступивших от терригенного источника с некоторыма селективным накоплением от-



Фиг. 1. Нормализованные на сланец содержания РЗЭ и иттрия в осадках a - ст. 649 (0-2 см); b - ст. 668 (0-2 см); s -з - горизонты ст. 655 (см); s -0-5, c -10-20, d -28-35, e -35-45, m -90-100, 3 -170-180; u -нормализованные на сланец содержания РЗЭ и иттрия в глубинной океанской воде

Фиг. 2. Изменение (Fe+Mn)/Ti, La/Ce, Ce/Ce*, Ce/Y, La/Y и ΣСе/ΣY (a) и содержаний ΣРЗЭ_{общ} и ΣРЗЭ_{тер} (б) с глубиной в осадках ст. 655 1 — глинистый ил; 2 — барит; 3 — гипс; 4 — Fe—Mn-микростяжения

дельных РЗЭ (РЗЭ_{тер}) и поступивших из океанской воды без избирательного накопления (РЗЭ_{гидр}). Для этого можно использовать величину La/Ce, которая наиболее сильно изменяется в изучаемых осадках. Если принять, что La/Ce терригенной составляющей РЗЭ равняется 0,7 (как для горизонта 0—5 см ст. 655), а для гидрогенной составляющей — 2,8 (в глубинных водах океана), и учесть вклад каждого из источников, то они в сумме должны дать в определенных соотношениях величину La/Ce для осадка, ка, т. е.

$$La/Ce_{ocagka} = La/Ce_{ok, BOGM} \cdot \Sigma P3 \Im_{ragp} + La/Ce_{rep} \cdot \Sigma P3 \Im_{rep}$$

rge $\Sigma P3\Im_{rep} + \Sigma P3\Im_{regp} = 1$.

Данные, рассчитанные подобным образом для пяти горизонтов ст. 655, сведены в табл. 2. Они показывают, что гидрогенная составляющая, характеризующая вклад РЗЭ в составе гидроокислов Мп и Fe гидротермального генезиса, значима уже на горизонте 10—20 см. Следует заметить, что значение La/Ce в поверхностном горизонте ст. 655, равное 0,7, уже значительно повышено против нормального (0,5) для сланцев и прибрежных терригенных осадков океана. Это следует из данных, приведенных в табл. 1 и работах [3, 4, 7], которые показывают изменение величины La/Ce в терригенных прибрежных осадках океана и Черного моря в пределах 0,38—0,63. Если при расчетах гидрогенной составляющей РЗЭ в осадках ст. 655 в качестве значения La/Ce для терригенной матрицы принять 0,5, то в поверхностном горизонте 0—5 см гидротермальный вклад составит около 9% РЗЭ в осадках изучаемой колонки подтверждают высказанное ранее предположение, что осадки трансокеанского профиля в этом районе находятся под влиянием гидротермального источника [5].

На фиг. 2, б показано изменение РЗЭ, иттрия и ее терригенной составляющей (расчетные данные) по вертикали колонки осадков. Видно, что по вертикали происходит не только изменение состава РЗЭ (см. фиг. 2, а), но и закономерное уменьшение терригенной составляющей (РЗЭ_{тер}) с увеличением гидротермальной составляющей осадков. Этот факт можно объяснить как уменьшением содержания РЗЭ в терриген-

9* 131

Таблица 2

Относительное (расчетное) содержание форм РЗЭ в осадках ст. 655

	Форма РЗЭ в оса,	Относительное измене-	
Горизонт, см	гндрогенная	терригенная	в осадках, %
05	_	100	100
10-20	5	95	89
28-35	12	88	91
3545	24	76	76
90-100	33	67	72
170-180	33	67	72

ном материале во времени, так и уменьшением вклада самого терригенного материала (при постоянном содержании РЗЭ). Выбор из этих альтернатив дают данные по распределению титана (см. табл. 1), поступлением которого в составе гидротермальных растворов, а также в результате (в данном случае) сорбционного захвата из растворов морской воды можно пренебречь. Относительное уменьшение титана в осадках изучаемой колонки по вертикали (по отношению к поверхностному горизонту) приведено в табл. 2.

В совокупности данные табл. 2 свидетельствуют о том, что сверху вниз в осадках происходит уменьшение роли терригенного материала и увеличение — гидротермального. Особо следует отметить хорошую сходимость данных по титану и редкоземельным элементам в оценках уменьшения роли терригенного материала. Это позволяет утверждать, что по изменению состава РЗЭ можно провести оценку вклада гидротермального материала в осадках.

Литература

- 1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с. 2. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Волков И. И., Лубченко И. Ю. Признаки эксгалятивной деятельности в донных осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива.— Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6, с. 3—11.
- 3. Волков И. И., Фомина Л. С. Редкоземельные элементы в осадках и марганцевых конкрециях океана.— Литология и полез. ископаемые, 1967, № 5, с. 66-85.
- 4. Волков И. И., Фомина Л. С. Новые данные по геохимии редкоземельных элемен-тов в осадках Тихого океана.— Геохимия, 1973, № 11, с. 1603—1614.
- 5. Глаголева М. А. Распределение химических элементов в донных осадках. Подгруппы железа, марганца и халькофильная.— В кн.: Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1979, с. 143—186.
- 6. Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Вещественный состав донных осадков.— В кн.: Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1979, с. 7—117. 7. Фомина Л. С., Волков И. И. Редкоземельные элементы в осадках Черного моря.—
- Литология и полез. ископаемые, 1970, № 2, с. 148-160.
- 8. Штеренберг Л. Е., Александрова В. А., Васильева Г. Л. и др. Продукты вулканической деятельности в осадках станции 655 (северо-восточная часть Тихого океана).-
- Литология и полез. ископаемые, 1980, № 2, с. 17—32. 9. Штеренберг Л. Е., Васильева Г. Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана.— Литология и полез. ископаемые, 1979, № 2, с. 133—139.
- 10. Bender M., Broecker W., Gornitz V. e. a. Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 12, № 4, p. 425—433.
 11. Goldberg E. D., Koide M., Schmitt R. A., Smith R. H. Rare earth distributions in the marine environment.—J. Geophys. Res., 1963, v. 68, № 14, p. 4209—4217.
 12. Hogdahl O. T., Melson S., Bowen V. T. Neutron activation analysis of lanthanide elements in sea-water.—Advances Chem. Ser., 1968, № 73, p. 308—325.
 13. Berger D. Z. Pare earth elements in the sedimentary cycle: a summary Chem. Gool

- 13. Piper D. Z. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary.— Chem. Geol.,
- 1974, v. 14, \mathbb{N} 4, p. 285–304. 14. Piper D. Z., Graef P. A. Gold and rare-earth elements in sediments from the East Pacific Rise.-Marine Geol., 1974, v. 17, № 5, p. 287-297.

Институт океанологии АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 28.11.1985

О ПРИРОДНЫХ КОКСАХ В УГОЛЬНЫХ ПЛАСТАХ ТУНГУССКОГО БАССЕЙНА

ГАВРИЛОВА О. И., ВОЛКОВА Г. М., ГУРЕВИЧ А. Б.

В статье приводятся новые сведения о природном коксе, возникшем из углей разных стадий метаморфизма под влиянием интрузий. Показано, что состав и строение коксов не зависят от исходной стадии метаморфизма органического вещества, внешнего давления, формы интрузий и соотношения их с пластом, а определяются воздействием высокой температуры на уголь и скоростью его прогрева. Подчеркивается основная роль температурного фактора в природном процессе коксования углей.

Природные, натуральные, или естественные коксы образуются, судя по данным многолетних исследований авторов в северной части Тунгусского бассейна и многочисленным литературным источникам, из углей всех стадий метаморфизма — от бурых до антрацитов, и в самых различных геологических условиях: экзоконтактах вертикальных и наклонных даек долеритов и щелочно-ультраосновных пород (меймечитов), над и под силлами долеритов, как в непосредственном контакте, так и на небольшом (доли метра, первые метры) удалении от них, вокруг внутрипластовых тел неправильной формы, мелких апофиз, сульфидных жил и т. п. Схематическое изображение ситуаций, детально изученных авторами и выбранных в качестве примеров, приводится на фиг. 1, а результаты комплексного петрографического и химического изучения исходных углей и образовавшихся из них коксов в табл. 1 и 2.

Естественный кокс по внешнему виду существенно отличается от исходных углей. Для него характерен темно-серый цвет, тусклый металлический блеск, шестоватая текстура и призматическая столбчатая отдельность. Призмы-«столбики» толщиной от 0,5 до 4 см и длиной до 15-20 см ориентированы в целом перпендикулярно к поверхности контакта, но благодаря меняющейся толщине чаще образуют веерообразные агрегаты, «раскрытые» как в сторону интрузива, так и в обратном направлении. В поперечном сечении столбики имеют форму неправильных шестиугольников, которые отделены друг от друга трещинами шириной от долей до 3—5 мм, выполненными карбонатным материалом. Менее отчетливо проявляется трещиноватость, параллельная поверхности контакта и разбивающая столбики на короткие (1-2 см) призмы. Обычно это скрытые трещины, но в ряде случаев их ширина достигает 1-5 см, и они также выполнены карбонатами, преимущественно кальцитом, редко сульфидами. Как правило, кокс со столбчатой отдельностью непосредственно граничит с поверхностью интрузива, реже между ними развивается «прокладка» (2—15 см) из разрыхленного, сажеподобного, интенсивно минерализованного угля. По мере удаления от интрузивного тела природные коксы сменяются все менее метаморфизованными углями контактового ряда [2], а затем неизмененными или исходными углями. Ширина коксовых оторочек вокруг секущих интрузий (даек) не превышает 0,6-1,5 м, в экзоконтактах силлов долеритов (см. фиг. 1) пласты угля в ряде случаев ококсованы на всю мощность (около 3 м) при видимой протяженности зон природных коксов 40-60 м.

Исходный петрографический состав и микроструктура угольного вещества в естественных коксах определяются с трудом. Витринит превращается в вещество с высокой отражательной способностью и, как правило, высокой анизотропией, соответствующей антрацитовой стадии (см. табл. 1). Низкоанизотропные витриниты в коксах встречаются редко. Характерно большое число пор (до 60% площади аншлифа) размером от 0,5 до 120 мкм (фиг. 2). Поры различной формы (овальные, изометричные, удлиненные) обычно полые или заполнены минеральным веществом. Кроме измененного пористого витринита наблюдается иногда однородный витринит с пониженными значениями отражательной способности и анизотропии, но существенно более высокими, чем в исходном угле. Липоидные компоненты в коксах не видны. Микрокомпоненты группы фюзинита приобретают повышенную трещиноватость, клеточные полости в них заполнены минеральным веществом.

Средние значения влажности природных коксов составляют 0,9—1,7%. Более высокая (3—7%) влажность присуща пробам из зоны выветривания (см. табл. 2, обр. 3402, 3409, фиг. 1, сл. VIII).

Для естественных коксов характерна высокая зольность, которая во всех без исключения случаях значительно превышает зольность исходных углей (см. табл. 2). По-видимому, это связано как с естественной убылью части органической массы угля за счет его выгорания в зоне контакта, так и с новообразованием минералов в результате взаимодействия гидротермальных растворов и продуктов разложения органического вещества. Сопоставление параметров химической характеристики исходных углей и соответствующих природных коксов (см. табл. 2) позволяет выявить глубокую преобразованность органического вещества последних, выражающуюся в низких значениях выхода летучих веществ и содержания водорода и высоких — действительной плотности и содержания углерода. Вместе с тем природные коксы из углей от длиннопламенных до антрацитов в экзоконтактах интрузий различного состава, величины и формы имеют близкий химический состав.

Рентгенографическое изучение тех же образцов, выполненное Ю. С. Дьяконовым на дифрактометре ДРОН-2 с использованием отфильтрованного кобальт-кадмиевого излучения, показывает идентичность структуры (величины межплоскостных расстояний *d*) исследованных объектов (табл. 3). Тем самым на новом фактическом материале подтверждается высказанное ранее [3] положение о принципиальной возможности образо-



Фиг. 1. Разнообразные геологические ситуации образования природного кокса (на примере северной части Тунгусского бассейна)

1 — природный кокс; 2 — контактово-метаморфизованные угли; 3 — исходные угли (за пределами контактового ореола); 4 — долерит; 5 — пикритовый порфирит; 6 аргиллиты, алевролиты; 7 — углистые породы; 8 — границы стадий метаморфизма углей контактового ряда; Д^{*}, ..., А^{*} — стадии контактового метаморфизма; Д^{*} — стадия метаморфизма исходных углей. Пункты наблюдения: I — Каякское месторождение, контакт с вертикальной дайкой долерита (Д); II — правый берег р. Котуй выше устья р. Медвежьей, контакт с висячим боком дайки пикритового порфирита (Д); III — Ханарская площадь, скв. СП-10, верхний экзоконтакт силла долерита (Г); IV — Норильский район, скв. У-403, верхний экзоконтакт силла долерита (К); V — там же, скв. ВП-124, верхний экзоконтакт силла долерита (О); VI — там же, скв. ПЕ-34, верхний экзоконтакт с силла долерита (Т); VII — р. Горбиачин, верхний и нижний экзоконтакты силла габбродолерита (Д); VII — там же, контакты силлав ми сложной формы и их апофизами (А)

вания природных коксов (K_c) и ококсованных углей (O_{yr}) из углей любой исходной стад<u>и</u>и метаморфизма.

Возможные различия, связанные со степенью открытости системы угольный пласт интрузия при внедрении секущих и пластовых тел, с наличием или отсутствием породной «прокладки», относительным расположением пласта (выше или ниже интрузии), а также с глубиной залегания интрузивов (от 0,5 до 3,5 км), не оказывают ощутимого

Таблица **1**

Отражательная способность природных коксов и исходных углей

اندار با الماريخ واعناه				Природ	цные коксы			Исходные угли						
Номер пункта наблюдения *	Номер образцов	Мощность интрузии, м	расстояние от контакта, м	мощность зоны кокса, м	R ⁰ _{макс} , %	R ⁰ мин, %	Δ <i>R</i> _{0TH} , %	номер образца	расстояние от контакта, м	стадия мета- морфизма	<i>R⁰</i> макс, %	R ⁰ мин, %	$\Delta R_{\rm OTH}, \%$	
I II IV V VI VII VII	4850 16/111 CIT-10/40 5208 124/29 ITE-34/9 3409 3402 3352	2,7 3,2 61,0 0,75 5,2 4,2 80,0 80,0 1,00	0,00 0,00 10,00 0,25 0,30 0,30 0,30 0,30 0,30	1,00 0,30 0,10** 1,15 0,30 0,60 0,50 B *** 0,30 H 0,75	4,88 4,40 4,70 5,52 5,46 7,15 5,65 7,15 5,92	3,65 3,80 3,70 5,24 2,98 5,59 3,10 4,74 2,72	25 14 21 5 45 22 45 33 54	4864 16/106 CП-10/49 5263 124/92 ПЕ-34/28 3480 3314	30,0 20,0 43,0н 57,0н 38,0н 6,5 н 95,0 н 75,0 в	Д Д Г К ОС Т А А	0,46 0,62 0,66 1,66 	0,410,520,57 $-1,32-1,862,37$	10 16 13 20 - 77 64	

• I-VII - номера пунктов наблюдений (см. фиг. 1). •• Угольный прослой ококсоран на есю мощность. ••• в - выше интрузии, н -- ниже интрузии.

135

Химическая характеристика природных коксов и исходных углей

Таблица 2

			Приј	родные ко	ксы			Исходные угли								
Номер образца	w ^a , %	A ^d , %	s ^d , %	vdaf, %	d <i>d</i> r. г/см ⁸	C ^{daf} , %	H ^{da} f, %	стадия мета- морфизма	номер образца	W ^d , %	A ^d , %	s ^d , %	Vdaf, %	d_r^d , г/см*	C ^{daj} , %	H ^{daj} , %
4850 16/111 СП-10/40 5208 124/29 ПЕ-34/9 3409 3402 3352	1,1 0,9 1,4 1,1 1,7 1,0 3,4 6,8 7,9	22,8 17,5 27,8 33,2 14,8 21,3 33,3 23,0 16,3	0,06 0,11 5,5 0,65 0,46 0,14 0,13 0,45 0,50	4,9 4.9 3,2 2,4 3,9 4,7 4,0 5,0 6,9	1,69 1,72 1,59 1,76 1,66 1,83 2,00 1,95 1,89	95,0 95,6 93,1 95,6 93,2 95,7 97,8 96,1 94,7	2,0 1,7 2,5 1,8 2,4 2,1 0,7 0,8 1,0	Д Г К ОС Т А А	4864 16/106 CΠ-10/49 5263 124/92 ΠΕ-34/28 3480 3314	8,1 4,6 1,2 0,9 0,7 0,8 6,6 5,1	2,7 4,7 18,1 10,3 11,2 17,8 7,0 5,3	0,3 0,6 4,8 0,5 1,6 0,5 0,5 0,2	45,7 41,3 40,7 22,7 16,7 9,9 4,7 3,6	1,35 1,36 1,28 1,29 1,37 1,42 1,90 1,79	76,6 77,3 82,5 88,4 89,9 91,7 95,7 94,6	5,7 5,1 5,4 5,0 4,2 3,9 1,0 1,3



Фиг. 2. Микрофотографии аншлифов природных (a-z) и металлургического (∂) коксов а — природный кокс из длиннопламенного угля (Каякское м-ние): в светло-сером витрините полые (черные), реже заполненные карбонатным материалом (темно-серые) поры удлиненной, каплевидной и грубоизометричной формы размером от 3 до 70 мкм, николи ||, увел. 200; б — природный кокс из газового угля (Ханарская площадь): в светло-сером витрините заполненные карбонатным материалом поры (темно-серые) овальной и изометричной, изредка удлиненной формы, размером от 3 до 120 мкм (по длинной оси); преобладают поры средних размеров, николи ||, увел. 200; в — природный кокс из тощего угля (Норильский район): витринитовые фрагменты (светло-серые) раздроблены, поры (черные) округлой и грубоизометричной формы, заполнены карбонатным материалом, размер пор от 2 до 40 мкм, в нижней и левой частях — трещины, залеченные кальцитом, николи ||, увел. 270; г — природный кокс из антрацита (р. Горбиачин): в светло-сером витрините поры (черные), частично заполнены темно-серым карбонатным материалом; размер пор от 2 до 100 мкм, преобладают крупные поры; справа в средней части снимка округло-угловатое гелифицированное тело (корповитринит), николи ||, увел. 200; д — металлургический кокс Череповецкого коксохимического комбината, полученный и з85% жирных и 15% отощенно-спекающихся углей: в светло-серье ром витрините поры от 2 до 150 мкм, николи ||, увел. 200

Рентгенографическая	характеристика	природных	коксов
---------------------	----------------	-----------	--------

Номер пункта наблюдения	Номер образца	<i>d</i> , Å	β _{2θ}	Номер пункта наблюдения	Номер образца	<i>d</i> , Å	$\beta_{2\theta}$
I II III IV	4850 16/111 СП-10/40 5208	3,53 3,53 3,53 3,53 3,53	6,6 6,0 8,0 5,5		124/29 ПЕ-34/9 3409	3,52 3,53 3,52	7,0 5,4 7,0

влияния на внешний облик, состав и структуру природных коксов рассматриваемого региона. По-видимому, при высокотемпературном прогреве давления газообразных продуктов пиролиза органической массы углей вполне достаточно для преодоления внешнего давления, образования пор и последующей дегазации пласта, чему в немалой степени способствует развитие контракционной трещиноватости (столбчатая отдельность и т. п.) вблизи контакта с изверженной породой. Вероятно, единственной причиной ококсования углей в природных условиях являются высокие температуры и скорости прогрева [1, 2] в непосредственной близости от интрузивных тел.

Литература

- 1. Гаврилова О. И. К вопросу о возможных температурах при контактовом метаморфизме углей. — В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л.: Наука, 1968, с. 182—187.
- 2. Годлевский М. Н., Кравцов О. С., Сливко В. М. Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый термометаморфизм углей вблизи трапповых интрузий.— Геология и геофизика, 1962, № 2, с. 6—24.
- 3. Штеренберг Л. Е., Касаточкин В. И., Мазор Ю. Р. и др. Сравнительное изучение углей различных типов метаморфизма.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1961, № 6, с. 60—76.

ВСЕГЕИ, Ленинград Поступила в редакцию 1.II.1984

УДК 553.982.23.052(470.67)

К ВОПРОСУ ОБ УПЛОТНЕНИИ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАВНИННОГО ДАГЕСТАНА

ГУРБАНОВ В. Ш., ХАЛИФА-ЗАДЕ Ч. М.

Свойства коллекторов на больших глубинах, определяющнеся степенью их уплотнения, зависят от многих факторов, в том числе от геостатического давления вышележащих толщ, однонаправленных движений (стрессов) в результате тектогенеза и др. Дислоцированность пермо-триасовых отложений указывает, что в уплотнении пород переходного комплекса и фундамента не последнюю роль играли тангенциальные движения (стрессы).

Для оценки степени уплотнения пород используются различные параметры, в том числе уменьшение пористости с глубиной, коэффициент метаморфичности, измененности, сообщаемости пор [2, 6]. Эти способы определения степени уплотненности пород, базирующиеся на микроскопических исследованиях, имеют свои недостатки — слишком малую площадь исследования и возможность применения их только для обломочных пород.

Для оценки степени уплотнения пород используется также коэффициент уплотнения K_{σ} [3], представляющий собой отношение объемной плотности породы к плотности составляющей ее твердой фазы. Очень сильно уплотненные породы имеют обычно величину $K_{\sigma} > 0.95$.

При прочих равных условиях градиенты уплотнения для различных осадочных пород различаются между собой. Наиболее быстро уплотняются известняки; песчаники и алевролиты уплотняются равномерно до значений K_{σ} 0,9—0,95, затем интенсивность уплотнения с глубиной замедляется. Кроме того, градиенты уплотнения пород в однородных глинистых или песчано-алевритовых толщах намного ниже, чем в толщах переслаивания обломочных пород с глинами и карбонатными породами [4, 5].

Нами изучены коэффициенты пористости и уплотнения пермо-триасовых карбонатных и глинистых пород на большом фактическом материале (более 180 проб) с охватом отложений осадочного чехла и фундамента в интервале глубин 2800—5200 м для

Распределение	средних зна	чений коэфф	ициентов	уплотнений	в	различных
	комплексах	Прикумской	области	Дагестана		

Комплекс	Плотность, г/см ³	Плотность твердой фазы, г/см ^э	К _П , %	κ _{σ, %}
	Кал	ининская площадь, с	кв. 1	
1 2 3	2,44 2,60 2,68	2,71 2,72 2,79	14,8 4,91 2,0	0,88 0,95 0,97
	Соло	ччаковая площадь,	скв. 38	
1 2 3	2,45 2,57 —	2,78 2,75 —	9,87 4,54	0,90 0,95 —
	Юб	илейная площадь, с	кв. 11	
1 2 3	2,45 2,57	2,72 2,79	10,0 7,09	0,90 0,93 —
	Пере	крестная площадь,	скв. 14	
1 2 3	2,54 2,52 2,71	2,76 2,74 2,80	8,48 7,27 1,48	0,90 0,92 0,98
	C	тепная площадь, ск	e. 1	
1 2 3	2,50 2,57 2,71	2,74 2,76 2,81	10,4 5,6 2,0	0,85 0,94 0,97
	Kyx	чухская площадь, сі	(8. 7,8	
1 2 3	2,48 2,55 2,72	2,74 2,75 2,79	12,1 4,3 1,8	0,85 0,95 0,98

Примечание. 1-осадочный чехол; 2-переходный комплекс, 3-фундамент.

оценки их коллекторских и экранирующих свойств. Результаты исследований приведены в табл. 1—3 и на фиг. 1 и 2.

Уменьшение общей пористости с глубиной залегания пород хорошо иллюстрируется разрезом скв. 1 Калининской площади, где исследованиями были охвачены глинистые породы различных комплексов: нижняя часть мезозойского чехла, переходный комплекс и фундамент (см. табл. 1).

Пористость пород мезозойского чехла варьирует в большом интервале (4—23%). Однако основная часть пород характеризуется пористостью более 10%, что согласуется с современными термобарическими условиями залегания этих пород.

Значительная часть сильноуплотненных пород мезозойского чехла, возможно, относится к тем интервалам разреза скважины, в которых наблюдаются частые переслаивания различных пород. По значениям общей пористости пермо-триасовые породы сильно отличаются от мезозойских, где пористость не превышает 4-5%. В породах фундамента она составляет 1—2%, что отражает термобарические особенности зоны метагенеза. Уплотнение пород более интенсивно протекает до глубин 3000—3600 м, соответствующих низам мезозойского осадочного чехла. Далее, в пермо-триасовых породах, несмотря на большие глубины залегания и относительно высокие термобарические условия, уплотнение пород протекает слишком медленно, что обусловливается природой уплотнения на глубинах 3000-4000 м, где Ko<1. В целом вычисленные средние значения для осадочного чехла, переходного комплекса и фундамента очень близки между собой (0,90; 0,94; 0,98). По классификации Б. К. Прошлякова породы осадочного чехла и переходного комплекса являются сильноуплотненными образованиями, однако по среднему значению K_{σ} их можно отличить друг от друга. То же самое можно сказать о породах фундамента, которые очень уплотненные. Нет сомнения, что по средним значениям Ко на Калининской площади можно отличить породы фундамента от переходного комплекса. Применение этого показателя может оказаться эффективным особенно в тех районах, где переход осуществляется постепенно, без заметных литолого-страти-графических изменений, например на всех площадях. Восточно-Манычского прогиба (Калининская скв. 1, 2; Светлоярская скв. 82, 85; Андре-Ата скв. 1 и др.).

Высокий (0,95) коэффициент уплотнения пород на глубине 5000 м и более указывает на низкие фильтрационные и емкостные свойства пермо-триасовых отложений Прикумской области Дагестана.

Исследования показали, что возрастание геостатического давления неоднозначно влияет на глинистые породы и коллекторы. В целом с увеличением глубины залегания породы становятся более плотными вследствие сближения частиц и уменьшения пористости.
физические свой	йства глинисты)	пород	пермо-триаса	Таловского	выступа
-----------------	-----------------	-------	--------------	------------	---------

разведочная площадь	Номер сква- жины	Интервал отбора керна, м	Общая порис- тость, %	Плотность, г/см ³	Плотность твердой фазы, г/см ^а	K _σ , %	
Солончаковая	38	4253-5257 4360-4364 4370-4380	2,62 1,8 4 0	2,62 2,67 2,66	2,69 2,72 2,77	0,97 0,98 0,96	
	41	4185-4191	4,0	2,67 2,58	2,78 2,73 2,75	0,96 0,94 0,95	
		4191—4198 4204—4212 4286—4294	3,8 4,4 3,2	2,60 2,60 2,68	2,73 2,72 2,77	0,95 0,96	
Юбилейная	11	4466—4476 4476—4488 4488—4493 4493—4496	2,9 2,1 2,9 2,5	2,70 2,74 2,70 2,69	2,78 2,80 2,78 2,76	0,97 0,98 0,97 0,97	
Западно-Юбилейная	1	3741—3750 4059—4066 4088—4097 4289—4296	4,4 5,5 4,1 2,6	2,57 2,57 2,59 2,61	2,69 2,72 2,70 2,69	0,95 0,94 0,95 0,96	
Перекрестная	14	3893—3896	3,7	2,59	2,69	0,96	
Южно-Таловская	3	4390—4397 4408—4424 4424—4437 4529—4539	4,4 5,1 4,3 2,6	2,60 2,58 2,65 2,65	2,72 2,72 2,77 2,77 2,72	0,95 0,95 0,95 0,97	
>	4	4382-4390	5,1	2,61	2,75	0,94	
Южно-Буйнакская	2	4560-4565 4582-4599	5,0 5,4	2,63 2,62	2,77 2,77 2,77	0,94 0,94	
Кумухская	3	45934604 46354640 46404650 48154824	2,2 3,6 2,6 2,2	2,66 2,64 2,67 2,72	2,72 2,74 2,74 2,78	0,97 0,96 0,97 0,97	
»	5	4032-4044 46204631 48004815 48154820	1,4 1,1 4,4 5,9	2,00 2,70 2,61 2,57	2,70 2,73 2,73 2,73	0,98 0,98 0,95 0,94	

Естественно, что в таком случае емкостные и фильтрационные свойства на глубинах более 4000 м резко снижаются и перспектива выявления залежей на больших глубинах становится маловероятной. Однако в ряде работ достаточно убедительно доказывается, что уплотнение пород происходит не прямолинейно, а зачастую более сложным путем. В отдельных интервалах глубин в результате минералогических преобразований возможны разуплотнения.

Представляет интерес проследить степень уплотнения и изменения емкостных свойств карбонатных и глинистых пород продуктивных и экранирующих отложений в интервале глубин 3500—5000 м, поскольку именно в этом интервале условия продуктивных горизонтов пермо-триаса изменяются в пределах Восточного Предкавказья. График изменения коэффициентов пористости и уплотнения карбонатных пород нефтекумской свиты и анизия в интервале глубин 4000—5000 м приведены на фиг. 1, 2. Несмотря на го что карбонатные породы нефтекумской свиты и анизия являются различными стратиграфическими и генетическими комплексами, в уплотнении этих пород существует много общего, а именно карбонатные породы нефтекумской свиты в интервале 4400— 4800 м подвергаются разуплотнению. Именно на этих глубинах встречаются кавернознотрещиноватые, кавернозно-поровые доломиты и реже известняки.

Причиной разуплотнения карбонатных пород нефтекумской свиты на таких глубинах является трансформация пелитоморфных и мелкозернистых доломитов в крупнозернистые в результате их катагенеза. То же самое можно сказать об известняках, распространяющихся в западной части Прикумского сложного вала.

Второй причиной разуплотнения может быть, на наш взгляд, доломитизация известняков или раздоломичивание первичных доломитов, о чем свидетельствует образование крупных ромбоэдрических кристаллов доломита или кальцита карбонатной массы (пл. Перекрестная, Центральная, В. Степная и т. д.). Ниже 4800 м вследствие нарастающего давления и температуры происходит растворение и переотложение карФизические свойства глинистых пород пермо-триаса Восточно-Манычского прогиба (Калининская площадь, скв. 1)

Интервал отбора керна, м	Порода	Общая порис- тость, %	Плотность, г/см ^а	Плотность твердой фазы, г/см ^а	Κσ. %
$\begin{array}{r} 2852-2862\\ 2950-2960\\ 2960-2967\\ 2980-2987\\ 3110-3130\\ 3200-3209\\ 3708-3720\\ 3920-3925\\ 4144-4150\\ 4216-4225\\ 4371-4377\\ 4462-4467\\ 4601-4605\\ 4832-4838\end{array}$	Глина , , , , , , , , , , , , ,	6,1 6,6 5,1 5,3 5,2 5,9 4,0 3,7 1,7 1,7 2,8	2,51 2,54 2,58 2,54 2,57 2,60 2,67 2,63 2,63 2,65 2,65 2,65 2,63 2,63	2,70 2,72 2,72 2,70 2,70 2,73 2,74 2,63 2,72 2,71 2,70 2,70 2,70 2,72 2,72	0,93 0,93 0,95 0,94 0,94 0,94 0,94 0,94 0,93 0,94 0,97 0,95 0,97 0,95 0,96

бонатов и окиси кремния, что обусловливает повторное уплотнение и литификацию карбонатных коллекторов.

Примерно такая же картина наблюдается и в карбонатных коллекторах анизия (см. фиг. 2). Разуплотнение анизийских карбонатных пород начинается с меньших (4350 м) глубин и заканчивается на глубине 4600 м. Как видно из фиг. 2, нижняя граница разуплотнения карбонатных пород из-за отсутствия достаточного фактического материала весьма ориентировочно определена на глубине 4600 м. Дальнейшее увеличение фактического материала может уточнить оптимальную глубину распространения коллекторов анизия.

Таким образом, исследования показали, что оптимальная глубина распространения карбонатных пород нефтекумской свиты и продуктивной пачки анизия колеблется в интервале 4350—4800 м.

В пределах Таловского выступа обнаружение залежей в карбонатной толще на больших глубинах представляется маловероятным из-за интенсивного их окремнения и стилолитизации.



Фиг. 1

Фиг. 2

Фиг. 1. Изменения коэффициентов пористости К_и и уплотнения К_о карбонатных пород нефтекумской свиты в зависимости от глубины залегания

1—2 — кривые коэффициентов пористости К_п и уплотнения К_σ соответственно; 3 — оптимальный интервал развития кавернозных трещиноватых карбонатных пород; 4—5 значения коэффициента пористости и уплотнения соответственно

Фиг. 2. Изменения коэффициентов пористости K_п и уплотнения K_σ карбонатных пород кизлярской свиты (анизийский ярус) в зависимости от глубины залегания. Условные обозначения см. на фиг. 1

Установленные нами оптимальные глубины распространения карбонатных коллекторов могут быть справедливыми только для зоны Прикумского сложного вала. Для пород других структурных зон требуется проведение дополнительных исследований из-за существенно различных тектонических и термобарических условий.

Были изучены также процессы уплотнения глинистых пород в пределах двух структурных зон равнинного Дагестана. Таблицы изменения уплотнения аргиллитов составлены раздельно, исходя из неоднозначности тектонических и термобарических условий для пород Таловского выступа и Восточно-Манычского прогиба (см. табл. 2, 3). Изменения коэффициентов пористости и уплотнения глин имеют много общего для двух структурнных зон. В отличие от карбонатов глинистые породы с глубиной постепенно уплотняются (см. табл. 2). Однако при одних и тех же глубинах градиент уплотнения глинистых пород в Восточно-Манычском прогибе примерно на 8—10% больше, чем на Таловском выступе (см. табл. 3).

По-видимому, это различие обусловлено тем, что в зоне Восточно-Манычского прогиба в уплотнении глин помимо нарастающего геостатического давления принимают участие и стрессы. Об этом свидетельствует более высокая дислоцированность пород (зеркало скольжения, крутые углы падения и т. д.) в пермо-триасе Восточно-Манычского прогиба.

Литература

- 1. Катагенез и нефтегазоносность/Ред. Парпарова Г. М., Неручев С. Г., Жукова А. В. и др. Л.: Недра, 1981. 240 с.
- 2. Методы изучения уплотнения терригенных пород при палеографических реконструкциях/Ред. Алексеев Г. Н., Андреев В. Н., Горелов А. А., Казьмин Л. Л. М.: Наука, 1982. 144 с.
- 3. Прошляков Б. К. Вторичные изменения коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 232 с.
- 4. Халифа-заде Ч. М., Гурбанов В. Ш. Вопросы уплотнения карбонатных пород пермотриасовых отложений Прикумской области Дагестана.— В кн.: Вопросы разработки и добычи нефти из карбонатных коллекторов. Баку: Изд-во АзНИПИНЕФТЬ, 1982, с. 8—10.
- 5. Ханин А. А. Породы коллектора нефти и газа и методы их изучения. М.: Недра, 1969. 366 с.
- 6. Черников О. А. Преобразование песчано-алевритовых пород и их пористость. М.: Наука, 1969. 139 с.

Азербайджанский институт нефти и химии имени М. Азизбекова, Баку Поступила в редакцию 25.V.1984

ХРОНИКА

УДК 551.8:551.43

V ВСЕСОЮЗНЫЙ СЕМИНАР «ФОРМАЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ»

ТИМОФЕЕВ П. П., ХОЛОДОВ В. Н., БУРЛИН Ю. К., НАЗАРЕВИЧ И. А.

С 4 по 6 февраля 1985 г. на геологическом факультете МГУ проходил V Всесоюзный семинар «Формации осадочных бассейнов и их нефтегазоносность», организованный Междуведомственным литологическим комитетом и кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых в соответствии с планом работы Междуведомственного литологического комитета. В работе семинара приняло участие более 300 человек из многих научноисследовательских и производственных организаций, высших учебных заведений. На семинаре были прочитаны 42 доклада (10 на пленарных заседаниях и 32 на секциях).

Секции работали по четырем направлениям: типы осадочных формаций и условия их образования, нефтегазоносность осадочных формаций, карбонатные формации и их роль в формировании залежей нефти и газа, формации континентальных окраин.

Известно, что в осадочной оболочке Земли заключено до 80% всех месторождений полезных ископаемых. Эти месторождения распределены неравномерно, отдельные виды приурочены преимущественно к определенным типам формаций осадочных бассейнов. Целенаправленный поиск полезных ископаемых в наибольшей степени эффективен при раскрытии тех генетических связей, которые контролируют распределение тех или иных полезных компонентов в осадочных породах.

В докладе председателя Междуведомственного литологического комитета чл.-кор. АН СССР П. П. Тимофеева было подчеркнуто, что в основу дальнейшего развития учения об осадочных формациях должны быть положены детальные литолого-фациальные и палеогеографические исследования. Исходным моментом формационного анализэ должен быть генетический подход, который предполагает анализ осадконакопления в пределах палеоструктур. Формации являются природными саморазвивающимися системами с устойчивыми внутренними связями и процессами, которые определяют генерацию полезных ископаемых, в том числе нефти и газа. Осадочные формации характеризуют последовательные этапы развития палеотектонических структур. Определение истинного положения изучаемой формации в осадочной оболочке Земли является важнейшим элементом формационного анализа. Целенаправленный поиск полезных ископаемых возможен только посредством изучения формаций, раскрытия тех генетических связей, которые определяют условия концентрации тех или иных полезных минеральных компонентов.

В докладе зав. кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых профессора В. В. Семеновнча было подчеркнуто, что нефтегазоносные формации являются центральным объектом изучения осадочных породных бассейнов. Выделение и изучение формаций сейчас проводится для выбора направлений поисково-разведочных работ. При этом обращается внимание на условия накопления пород с точки зрения формирования их нефте- или газоматеринского потенциала, возникновения природных резервуаров и коллекторских свойств пород.

В докладе заместителя председателя МЛК, д-ра геолого-минералогических наук В. Н. Холодова было показано, что с красноцветными (пестроцветными) формациями очень часто бывают связаны стратиформные месторождения Cu — Pb — Zn, что ранее многие исследователи объясняли аридными условиями их образования. Работами последних лет было показано, что аридный климат создает лишь ряд благоприятных предпосылок для последующего рудообразования: слабую химическую дифференциацию материала (граувакки), присутствие эвапоритовых гипсоносных отложений, развитие «черных сланцев», избыток рудных компонентов. Само формирование стратиформных залежей осуществляется на более поздних стадиях диагенеза, катагенеза и даже метаморфизма красноцветных толщ.

В докладе Н. А. Крылова и А. К. Мальцевой выделены основные типы нефтегазоносных формаций, характерные для молодых и древних платформ, показано различие в ассоциациях нефтегазоносных пород на активных и пассивных континентальных окраинах. Исследование нефтегазоносных формаций, считают авторы, необходимо проводить в историко-генетическом плане, изучая во времени изменения минерального состава органического вещества и петрографических свойств.

В работе четырех секций семинара были отражены следующие проблемы: 1) типы осадочных формаций и условия их образования (председатель В. Н. Холодов); 2) нефтегазоносность осадочных формаций (председатель Б. А. Соколов); 3) карбонатные формации и их роль в формировании залежей нефти и газа (председатели Б. К. Прошляков и В. Г. Кузнецов); 4) формации континентальных окраин (председатель А. И. Конюхов). В докладах первой секции были рассмотрены условия образования и возможная нефтегазоносность аридных формаций (Н. Н. Верзилин, Н. И. Бакун, Г. А. Каледа, О. В. Снегирев), парагенезы галогенных и доманикоидных формаций (В. Л. Штейнгольц, В. Г. Чайкин, Е. Ф. Станкевич, Ю. В. Баталин), изложены результаты формационного анализа истории развития Западно-Сибирского бассейна и молодых плит юга СССР (Б. П. Назаревич, Е. В. Мовшович), охарактеризован парагенез красноцветных формаций и стратиформного оруденения на примере Припятского прогиба (Д. П. Хрущев).

Работа второй секции осветила нефтегазоносность вулканогенно-осадочных, терригенных, кремнистых, галогенных, терригенно-угленосных формаций и историю геологического развития древних платформ Евразии, Западной Сибири, Средней Азии и Сахалина (В. И. Ермаков и др., К. Р. Чепиков, А. В. Лукин, П. Ф. Шпак, Л. Г. Кирюхин и др., Г. Г. Валитов и др., А. М. Акрамходжаев и др.; Р. А. Абдуллин, М. Я. Рудкевич, В. М. Дунаев и др.).

В докладах на секцин «Карбонатные формации и их роль в формировании залежей нефти и газа» (К. И. Багринцева, В. Г. Кузнецов, Л. А. Демидович, Б. К. Прошляков и др., А. С. Махнач и др., И. К. Королюк и др., И. Е. Постникова и др., Т. Ф. Антонова и др., В. И. Седлецкий, Н. И. Бойко, Г. П. Чепак и др.) были показаны особенности строения природных резервуаров в различных типах формаций. Проблемным вопросом исследования нефтегазоносности карбонатных формаций является разработка теоретических основ прогнозирования зон распространения высокоемких коллекторов. Раскрытие этих закономерностей пространственного развития карбонатных коллекторов позволяет прогнозировать нефтегазоносные объекты. В докладах отмечалось, что характер пород карбонатных формаций влияет на процессы дифференциации битумоидов и нефтеобразование. В качестве главных нефтегазоносных толщ выступают рифогенные и доломитизированные известняки.

На секционном заседании, посвященном формациям континентальных окраин, в докладах обстоятельно анализировались вопросы развития окраин разного типа и условий осадкообразования на них (Е. М. Емельянов и др., Ф. А. Шербаков, А. А. Чистяков, Ю. К. Бурлин и др., А. А. Геодекян и др., Б. Н. Котенев, Я. П. Маловицкий и др., Г. Н. Сеньковский, С. Т. Зализна, В. Н. Пучков, К. С. Иванов, Н. А. Созинов, О. В. Горбачев). Было показано, что основные типы подводных окраин отличаются вертикальными и латеральными формационными рядами и характером структурной расчлененности разреза. На пассивных окраинах эта изменчивость отражает развитие окраины от погружения и обрушения края континента до образования океана в современном виде. На активных окраинах формационный набор более разнообразен. В общем виде наиболее полным является набор внутренней (приматериковой) части бассейнов, внешние океанические части характеризуются редуцированными формационными рядами.

В начале и в конце семинара выступил вице-президент АН СССР акад. А. Л. Яншин. На конкретных примерах он подтвердил важность изучения формаций в тесной связи с историей геотектонического развития. Он подчеркнул, что особое внимание необходимо уделять эволюции осадочных формаций в истории Земли, что непосредственно связано с особенностями формированчя полезных ископаемых, особенно нефти и газа.

После обсуждения заслушанных докладов участники V Всесеюзного семинара приняли следующее решение:

1. Считать своевременными постановку и проведение V Всесоюзного семинара «Формации осадочных бассейнов и их нефтегазоносность», позволившего всесторонне рассмотреть проблемы методики формационных исследований, типы осадочных формаций и условия их образования в связи с их нефтегазоносностью и рудоносностью.

ций и условия их образования в связи с их нефтегазоносностью и рудоносностью. 2. Рекомендовать научным и научно-производственным организациям различных ведомств расширить работу, направленную на дальнейшую разработку комплексного учения об осадочных формациях на широкой генетической основе.

3. Учитывая, что потенциал многих осадочных формаций в отношении нефти и газа и некоторых осадочных руд реализуется на стадиях постседиментационных изменений осадочных образований, т. е. в литогенезе, усилить изучение диа-, ката- и метагенетических трансформаций минеральных и органических компонентов пород для более надежного прогнозирования полезных ископаемых в осадочной оболочке Земли.

4. VI Всесоюзный семинар на тему «Формации осадочных бассейнов и их нефтегазоносность» организовать в 1988 г.

Материалы семинара планируется опубликовать в виде сборника.

Геологический институт АН СССР, Москва Поступила в редакцию 27.VI.1985

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г., КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора), РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А., ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора), ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G., KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor), RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P., *KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в	набор	02.08.85	Подг	исано в	с печат	и 13.09.8	5	T-17230	Фо	рмат	бумаги	70×1	081/	10
Высокая	печать	Усл.	печ. л.	12,6 Тира:	Усл. ж 1033	кротт. экз.	13,4 Зан	тыс. с. 4540	Учизд.	л. 15	5,2 I	Бум. а	л. 4	,5
		Орде	на Труд	ового К	расног	о Знаме	en na	здательств	о «Наука					-

103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 6

No 12

Литология и полезные ископаемые, 1985.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

УДСКО-ШАНТАРСКИЙ ФОСФОРИТОНОСНЫЙ БАССЕЙН. 15 л. 2 р. 30 к.

В монографии охарактеризованы геологическое строение и фосфоритоносность Удско-Шантарского бассейна, уникального по своей тектонической природе и разнообразию литологических типов фосфоритов и вмещающих их пород. Разработаны классификации фосфоритов на литологической и технологической основах, охарактеризован вещественный состав выделенных типов руд. Проанализированы закономерности размещения фосфоритов и геолого-генетические условия их образования.

Книга предназначена для литологов и геологов, занимающихся изучением, поисками и прогнозированием полезных ископаемых.

ЭВОЛЮЦИЯ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ. 15 л. 2 р. 30 к.

Книга посвящена проблеме нефтегазообразования в осадочных бассейнах различных тектонотипов в связи с эволюцией биосферы в истории Земли. Показано, что развитие биосферы связано с развитием гидросферы, атмосферы и литосферы Земли. Рассмотрены новые материалы изучения обстановок нефтегазообразования и масштабов генерации углеводородов, уточняющие представления о ее количественной стороне.

Издание рассчитано на геологов-нефтяников, геохимиков, литологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект. 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

> В-296 ИЗНИНСКИЙ ПР 67 И 170 ИУРАВЬЕВУ В И УО493

II